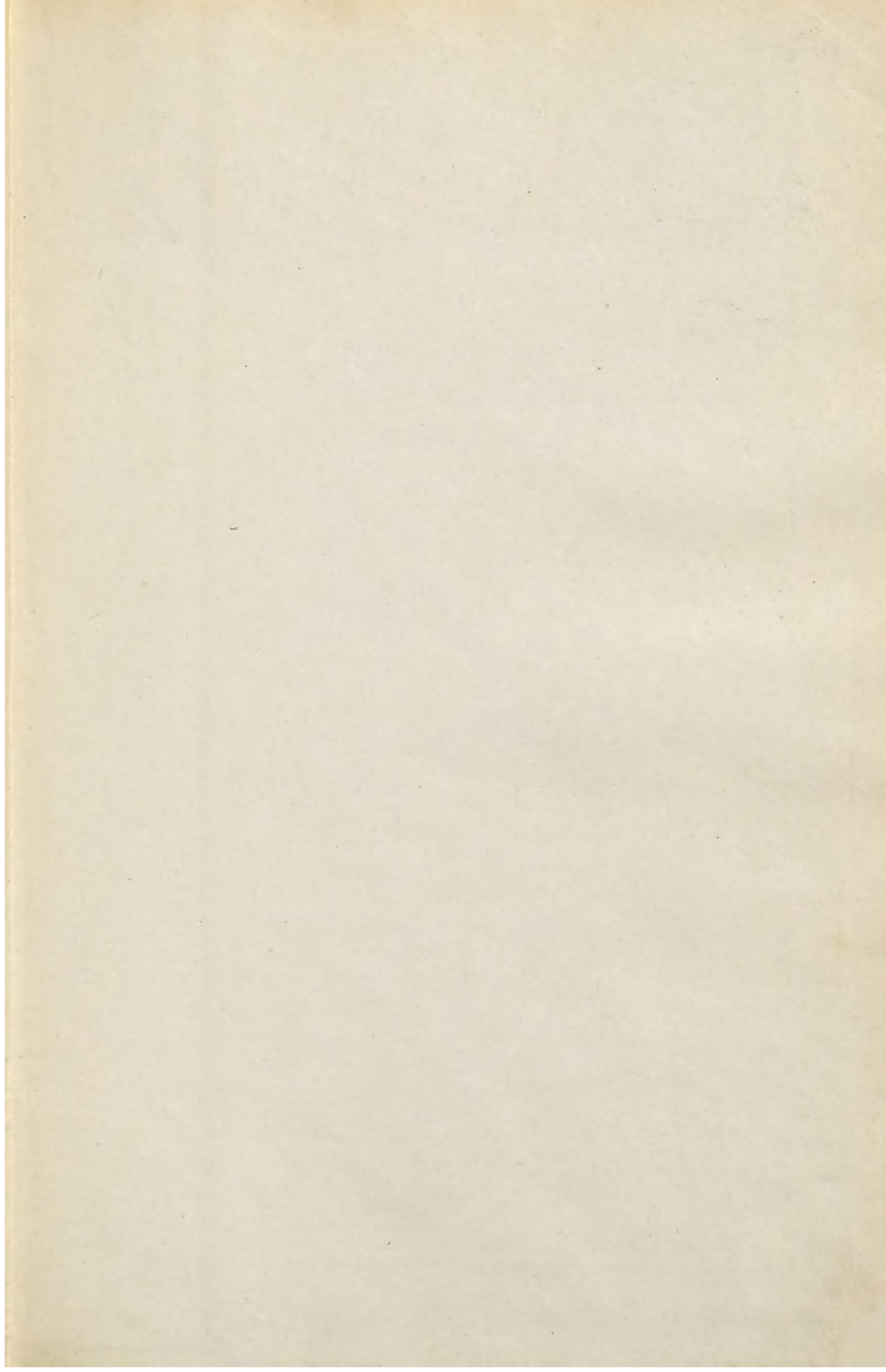


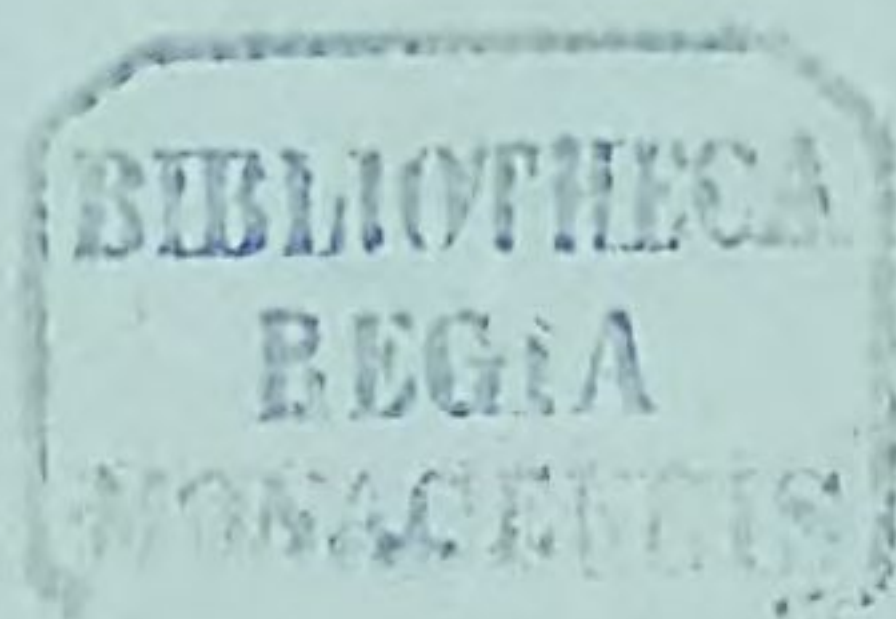


Marcuse.

Phys. sp.

441 ♀



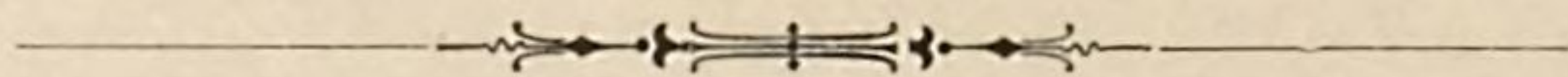


Die atmosphärische Luft.

Eine allgemeine Darstellung
ihres Wesens, ihrer Eigenschaften und ihrer
Bedeutung.

Von

Dr. Adolf Marcuse.

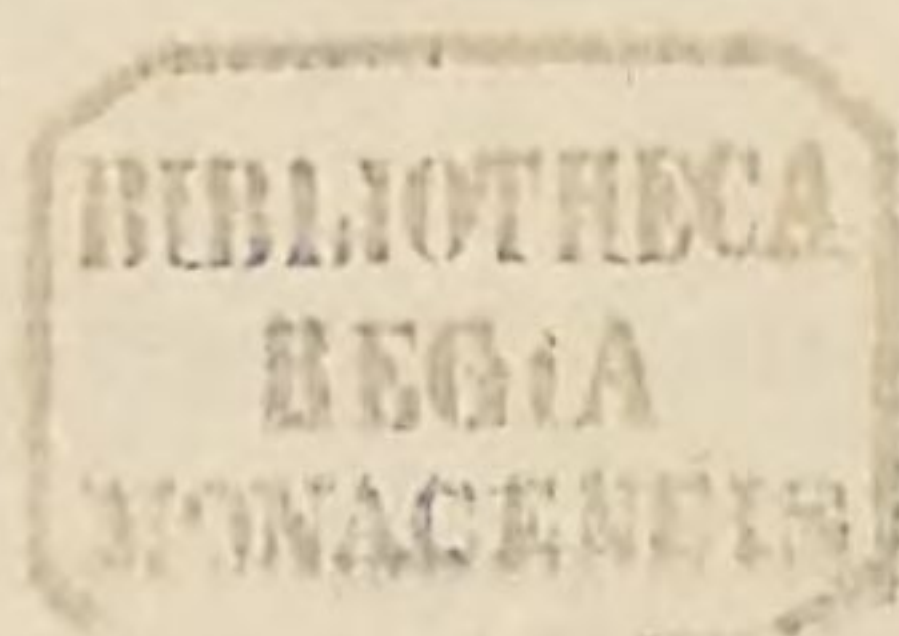


Berlin.

Verlag von Friedländer & Sohn.

1896.

Alle Rechte, besonders das der Uebersetzung, vorbehalten.



Druck von A. Hopfer in Burg b. M.

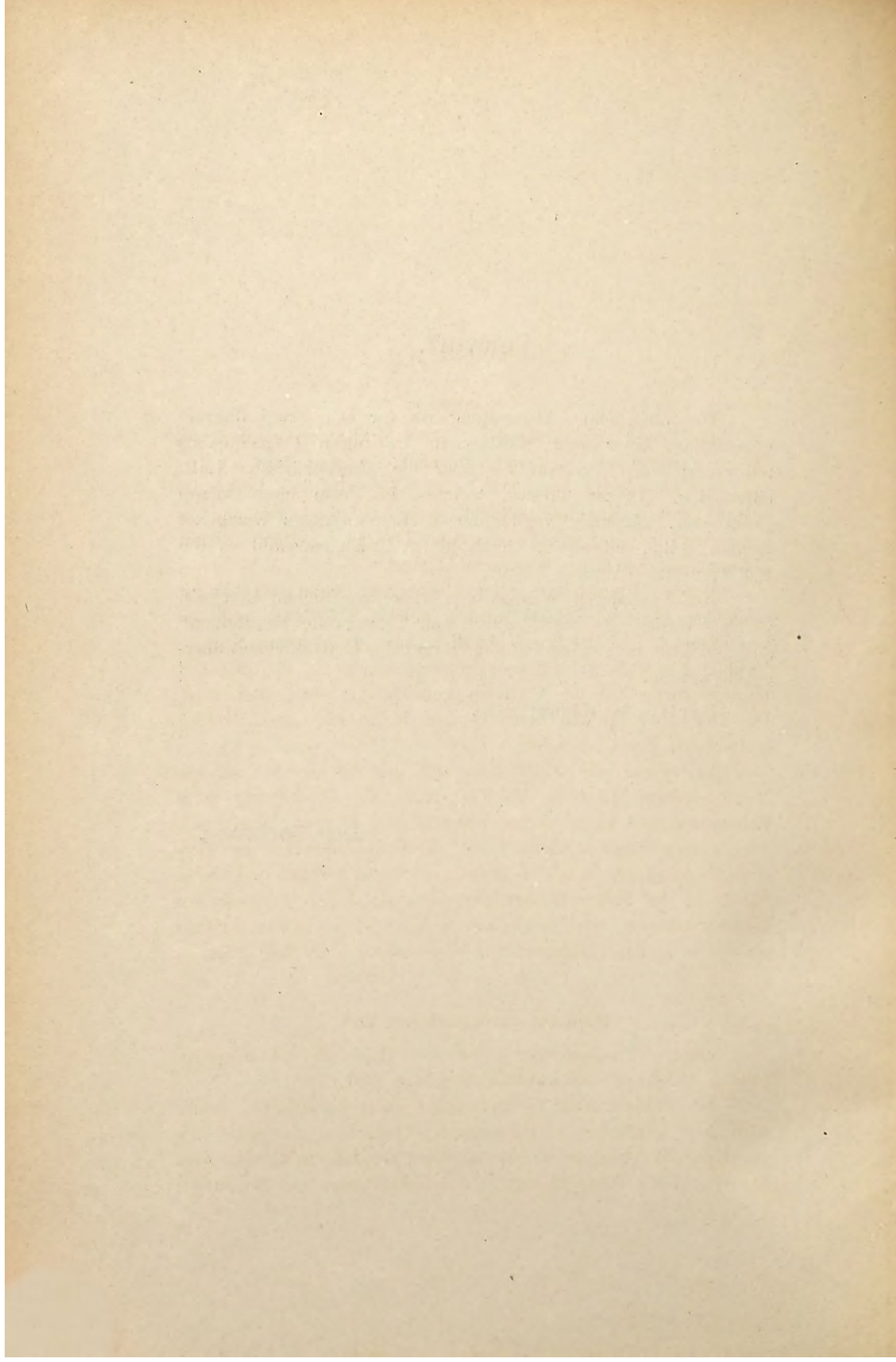
Vorwort.

Die vorliegende Abhandlung ist vor etwa zwei Jahren, gelegentlich einer vom Smithsonian Institution (Washington) ausgeschriebenen Preisaufgabe über die atmosphärische Luft, entstanden. Dieses Thema, welches in Form eines knapp gehaltenen, allgemein verständlichen Lehrvortrages bearbeitet werden sollte, interessirte mich als Astronomen, weil es die Hülle unseres Planeten betraf.

Auf besonderen Wunsch des wissenschaftlichen Comité's, welches vorliegende Schrift durch eine „ehrendolle Erwähnung“ ausgezeichnet hat, möge dieselbe hiermit der Oeffentlichkeit übergeben werden.

Berlin, im Januar 1896.

Der Verfasser.



Einleitung.

Definition.

Die festen und flüssigen Theile des Erdkörpers werden von einem gasförmigen Gemenge umgeben, welches als atmosphärische Luft bezeichnet wird. Die Erdrinde bildet die untere Grenze dieser Gasschicht, deren obere Grenzfläche da liegen wird, wo der mit dem „idealen Medium“ Aether und mit „Himmelsluft“ erfüllte Weltraum beginnt.

Unter Himmelsluft sollen diejenigen Schichten äusserst verdünnter Gase verstanden werden, welche, den Raum zwischen den Planeten und der Sonne erfüllend, aus den Verflüchtigungs-Producten sowohl der Sonne (Protuberanzen), als auch anderer Himmelskörper wie der Cometen und Meteore entstanden sind. Die Definition für die obere Grenze der atmosphärischen Luft kann daher keine besonders scharfe sein.

Die Figur der Erde lässt sich im Allgemeinen als ein Rotationsellipsoid, d. h. als ein durch die Umdrehung einer Ellipse um ihre kleine Achse entstandener Körper, bezeichnen. Eine entsprechend ähnliche Form wird auch die über der Erdrinde lagernde Atmosphäre aufweisen, deren Gestalt jedoch in der Nähe der oberen Grenzfläche, nach neueren mathematischen Untersuchungen, eine mehr oder weniger spitze Kante besitzen muss, die in der verlängerten Aequatorebene der Erde liegt.

Höhe der atmosphärischen Luft.

Unsere Vorstellungen über die Höhe der Atmosphäre können bisher nur als annähernd richtig gelten.

In früherer Zeit benutzte man hauptsächlich die Dauer und den Verlauf der Dämmerungs-Erscheinungen sowie die Brechungs-Wirkungen, welche das Licht der Himmelskörper vom Eintritt in die Atmosphäre bis zum Beobachter am Boden des

Luftmeeres erfährt, dazu, um die Höhe unserer Atmosphäre zu bestimmen. Der erste derartige Vorschlag war schon von dem Araber Alhazén ausgegangen. Genauere Messungen dieser Art, besonders von Schmidt in Athen ausgeführt, ergaben eine Höhe von etwa 80 Kilometer.

Diese Zahl kann jedoch nur als eine allererste Annäherung gelten, weil jenseits der optisch wirksamen Luftschichten noch solche von viel geringerer Dichtigkeit liegen müssen, die ebenfalls der Erde angehören und an ihrer Bewegung noch Theil nehmen. In dieser Beziehung bietet die mechanische Wärmetheorie ein ziemlich sicheres Hülfsmittel, um obere Grenzbestimmungen für die Höhe der Atmosphäre abzuleiten. Nach den neueren theoretischen Untersuchungen von Ritter ergibt sich für die verticale Erhebung eines Gemisches von Gasen, wie unsere Atmosphäre es darstellt, eine Höhe von 350 km.

Die zuerst im vorigen Jahrhundert von Melanderhjelm und später von Laplace angewandte rein mechanische Methode, die obere Grenze der Atmosphäre zu ermitteln, bestand darin, dass für einen in der Aequatorebene gelegenen Punkt die Entfernung von dem Erdmittelpunkte bestimmt wurde, in welcher Anziehungskraft und Centrifugalkraft im Gleichgewicht sind. Die jenseits dieser Grenze gelegenen Lufttheilchen müssen in Folge der Centrifugalkraft in den Himmelsraum gestossen werden. Das Resultat dieser theoretischen Ueberlegung ergibt jedenfalls eine viel zu grosse Höhe für die Atmosphäre der Erde.

Nach dem Vorschlage von Chladni wurde die Frage nach der Höhe unserer Atmosphäre durch die Beobachtung von Sternschnuppen nicht unwesentlich gefördert. Man bestimmte nämlich die Höhen, in denen das erste Aufleuchten einer hellen Sternschnuppe stattfand, durch gleichzeitige Beobachtungen derselben an verschiedenen Orten. Sobald bekanntlich jene kleinsten Himmelskörperchen, welche als Meteore mit grosser Geschwindigkeit im Weltraum sich bewegen, in die dichteren Regionen unserer Atmosphäre eindringen, erhitzen sie sich durch Luftverdichtung und Reibung bis zum Selbstleuchten. Aus der Gesammtheit aller dieser zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten angestellten meteorischen Messungen hat sich die Höhe derjenigen atmosphärischen Schichten, in denen noch eine merkliche Reibung oder Verdichtung stattfindet, zu etwa 200 km ergeben.

In noch grössere Höhen reichen die als Polarlichter bekannten Lichterscheinungen unserer Atmosphäre, deren Erklärung in electrischen Glühvorgängen zu suchen ist. Man fand, dass die Polarlichter, welche in arctischen Gegenden in der Höhe von wenigen Kilometern, oft sogar dicht über dem Erdboden auftreten, in mittleren geographischen Breiten bis zu einer Höhenschicht von 300—500 km hinaufreichen. Jedoch erscheint es wahrscheinlich, dass die in höchsten atmosphärischen Regionen auftretenden Polarlichter nach Art electrischer Glüherscheinungen von der Erd-Atmosphäre bereits in den Himmelsraum ausstrahlen und somit ihre Lichtspitzen weit jenseits der oberen Grenze unserer Atmosphäre zur Sichtbarkeit bringen.

In den letzten Jahren ist noch eine Erscheinung zur Wahrnehmung gelangt, welche für die Erkenntniss der oberen Luftschichten unserer Atmosphäre von Bedeutung geworden ist, nämlich die sogenannten „leuchtenden Wolken“. Dieselben bestehen, wie sich mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit ergeben hat, aus condensirten Gastheilchen, welche durch die gewaltige Eruption des in der Sunda-Strasse gelegenen Vulcans Krakataua im Jahre 1883 in die Atmosphäre der Erde emporgeschleudert worden sind. In Folge weiteren langsamen Emporsteigens gelangten jene Gase in die höheren Schichten der Atmosphäre, wo sie sich bei der dort herrschenden niedrigen Temperatur condensirten. Fast zwei Jahre nach jenem vulcanischen Ausbruch wurden die „leuchtenden Wolken“ zuerst in der nördlichen dann auch in der südlichen gemässigten Zone an mehreren Orten stets einige Zeit nach dem Untergange der Sonne mit ziemlich hellem Glanze bemerkt. Ueber die Höhe, die Bewegungen, das Aussehen und die Formveränderungen dieser leuchtenden Wolken sind zahlreiche genaue Messungen, meistens nach photographischen Aufnahmen, an mehreren Orten der Erde angestellt worden. Der Abstand der leuchtenden Wolken von der Erdoberfläche ergab sich im Mittel zu etwa 82 km.

Fasst man alle hier erwähnten, auf die verticale Ausdehnung der atmosphärischen Luft bezüglichen Messungen und Schätzungen zusammen, so muss man sagen, dass entsprechend der bereits angedeuteten wenig bestimmten Definition für die obere Grenze des Luftmeeres auch die vorhandenen Beobachtungen und Berechnungen bis jetzt noch kein sicheres Resultat für die Höhe

der atmosphärischen Luft ergeben haben. In dieser Beziehung bleibt noch viel sowohl auf theoretischem als auf experimentellem Gebiete zu thun übrig. In erster Näherung kann man annehmen, dass die atmosphärische Luft oder wenigstens ein derselben entsprechendes Gasgemenge den Erdkörper bis zu einer Höhe von etwa 250 km umgeben dürfte, was ungefähr dem fünfundzwanzigsten Theile des Halbmessers der Erdkugel entsprechen würde.

Zusammensetzung der atmosphärischen Luft.

Die Luft ist keine chemische Mischung, sondern in der Hauptsache ein Gemenge von zwei im Haushalte der Natur sehr wichtigen Gasen, Stickstoff und Sauerstoff. Dazu kommen noch in geringen Quantitäten Kohlensäure, Ammoniak, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff, Ozon, Staubtheilchen und Wasserdampf.

Im Wesentlichen besteht die Luft, unter Annahme eines vollkommen trockenen Zustandes, aus etwa 79 Volumtheilen Stickstoff und 21 Volumtheilen Sauerstoff. Der bei weitem wichtigste Bestandtheil ist der Sauerstoff, da durch ihn der Athmungsprozess aller Lebewesen sowie jede Art von Verbrennung unterhalten wird. Der Sauerstoffgehalt der Luft schwankt in der Natur in Folge von besonderen lokalen Verhältnissen, wenn auch nur in geringem Grade. So enthält die Luft auf den Ozeanen zwischen 20,96 und 21,05, die Luft auf den Bergspitzen 20,98 und die Luft in niederen, sumpfigen Gegenden 20,94 Volumtheile Sauerstoff.

Der Gehalt der Luft an Kohlensäure ist sehr gering, jedoch beträchtlichen Schwankungen unterworfen. In 100 Volumtheilen Luft kommen 0,03 bis 0,06 Vol. Kohlensäure vor, wobei dieser Gehalt wesentlich von lokalen Bedingungen abhängig ist. Eine grosse Rolle spielt hierbei die Vegetation auf der Erdoberfläche. Seit längerer Zeit weiss man, dass bei den Pflanzen ein förmlicher Athmungsprozess stattfindet, indem sie unter dem Einfluss der Sonnenstrahlen Kohlensäure aus der Luft aufnehmen und während der Nacht wieder ausscheiden. Daher ist überall, wo dichte Vegetation vorhanden ist, der Gehalt an Kohlensäure bei Nacht grösser als am Tage. Ferner ist über kahlem, nur mit Gestein bedecktem Boden die Luft im Allgemeinen reicher an Kohlensäure, weshalb auf hohen Berg-

gipfeln eine Zunahme an Kohlensäure gefunden worden ist. Auch am Boden wechselt die Menge dieses Gases, wobei Erdarten mit organischen Beimischungen seine Entwicklung begünstigen.

In ganz geringen Mengen finden sich Ammoniak und Schwefelwasserstoff in der Luft, besonders an solchen Stellen, wo die Verwesung organischer Materie vor sich geht. In der Nähe feuerspeiender Berge kommt Wasserstoffgas vor.

Einen interessanten Bestandtheil der Luft bildet das Ozon, welches überall in der freien Natur, wenn auch nur in äusserst geringen Quantitäten, vorhanden ist. Man bezeichnet mit Ozon sogenannten activen Sauerstoff, der besonders deutlich bei electrischen Entladungen und electro-chemischen Zersetzungen sich bemerkbar macht. Ozonisirter Sauerstoff wirkt in noch viel höherem Grade oxidierend als reiner Sauerstoff, er zerstört die meisten organischen Substanzen, ebenso Miasmen und Fäulnissgase. An zuverlässigen Methoden, den Ozongehalt der Luft zu bestimmen, fehlt es noch immer; durch Anwendung ozonometrischer Papiere, wie rothes mit Jodkalium-Lösung befeuchtetes Lackmus-Papier, lässt sich, in Folge von Farbenveränderung, das Vorhandensein selbst geringer Quantitäten Ozon erkennen. Weder im Zimmer noch in der Luft grosser Städte findet sich Ozon; im Freien ist feuchte Luft ozonreicher als trockene. Auf dem Meere, in Wäldern und auf feuchten Gebirgshöhen erreicht der Ozongehalt der Luft ein Maximum.

In letzter Zeit ist es gelungen, in der Luft noch einen neuen, bisher unbekannten Bestandtheil, das Argon, zu finden, welches in ganz geringen Quantitäten dem Stickstoff beigemischt ist.

Sehr reichhaltig ist die Vermengung der Luft mit kleinsten Fremdkörpern, welche mit dem Namen Staubtheilchen bezeichnet werden. Dieselben setzen sich aus Sand- und Aschenmassen von der Erdoberfläche, aus Microorganismen, aus kosmischem Staub, der durch die Verflüchtigung der Meteore entsteht, und schliesslich aus den zahlreichen Verbrennungsproducten zusammen, die theils aus den activen Feuerschlünden der Erde, theils von den im Dienste der Kultur durch Menschen betriebenen Feuerungsanlagen herrühren. Hat man doch innerhalb grosser Städte in einem Kilogramm Luft nicht weniger als 23 Milligramm Staubtheilchen gefunden! Diesen kleinsten

Fremdkörpern kommt sowohl in der Meteorologie als auch in der medizinischen Klimatologie eine wichtige Rolle zu, worauf im Verlaufe dieser Abhandlung noch zurückgekommen wird.

Einen sehr wichtigen Bestandtheil der atmosphärischen Luft bildet schliesslich noch der Wasserdampf, welcher sich durch Verdunstung aus den Wasserflächen und feuchten Landstrecken entwickelt. Die Menge desselben ist sehr veränderlich und wechselt im Allgemeinen mit der Temperatur der Luft, wobei auch die Lage des Ortes, die Beschaffenheit des Bodens, die Richtung der Winde und andere Umstände den mannichfaltigsten Einfluss ausüben. In der mit Feuchtigkeit erfüllten Luft entstehen durch besondere, später zu behandelnde Temperaturveränderungen eigenthümliche Condensationsprozesse, welche als Nebel, Wolken und Niederschläge eine bedeutsame Rolle im Haushalte der Natur spielen.

Bedeutung der atmosphärischen Luft.

Alles organische Leben auf der Erde ist untrennbar mit der Atmosphäre verknüpft, derart, dass man ohne Uebertreibung behaupten kann, die Organismen leben nicht nur in der Luft, sondern fast ausschliesslich von den Bestandtheilen der atmosphärischen Luft. Alle thierischen Wesen, deren Stoffwechsel im Wesentlichen aus Oxydationsprozessen besteht, athmen Sauerstoff ein und Kohlensäure aus; bei allen Verbrennungs- und Verwesungs-Prozessen wird gleichfalls Sauerstoff verbraucht und Kohlensäure erzeugt. Die Pflanzen dagegen nehmen Kohlensäure auf, verbrauchen sie zur Bildung ihrer organischen Substanz und scheiden Sauerstoff wieder aus. Von dieser durch Aufnahme der atmosphärischen Bestandtheile gebildeten organischen Substanz lebt nun das Thier. Nach dem Tode der Organismen verwest die Substanz, es bilden sich Kohlensäure, Wasser und Ammoniak; der Kreislauf ist geschlossen.

Allein die gesammte Menschheit, zu 1500 Millionen Köpfen veranschlagt, verbraucht für den Athmungsprozess in einem Jahre etwas über 130 Cubickilometer Sauerstoff, und der übrige Sauerstoffverbrauch in der Natur kann reichlich neunmal so hoch geschätzt werden. Dennoch ist man nicht in der Lage, irgend eine Verminderung des Sauerstoffgehaltes der Luft nachzuweisen, da abgesehen von den durch die Pflanzen eintretenden Compens-

sationen erst in etwa tausend Jahren ein Volumenprozent Sauerstoff aus der Atmosphäre verloren gehen würde.

Bei der Bedeutung der Luft für das Leben aller Organismen ist es begreiflich, dass die Menschheit zu ihrem eigenen Wohl sich schon in frühester Zeit mit den Eigenschaften der atmosphärischen Luft und mit ihren Beziehungen zu fast allen Gebieten der Naturwissenschaften beschäftigt hat. Zunächst begnügte man sich damit, die Vorgänge und Veränderungen in der Atmosphäre einfach zu verzeichnen und die Kenntniss ihrer Eigenschaften auf rein empirischem Wege zu erweitern. Erst verhältnissmässig spät trat die sichtende Kraft der Theorie hinzu, um das Chaos der Erscheinungen zu beleuchten und zu ordnen. So entstand die Wissenschaft der Meteorologie, welche sich mit den Zuständen der atmosphärischen Luft beschäftigt; aber erst seit wenigen Jahrzehnten kann dieselbe als eine selbständige wissenschaftliche Disciplin gelten und trotz zahlreicher Erfolge bleibt noch unendlich viel zu thun übrig, bis die meteorologische Wissenschaft alle die mannigfaltigen und complicirten Erscheinungen des Luftkreises zu beherrschen vermag. —

Nachdem im Vorangehenden die Gestalt, Höhenausdehnung und die Zusammensetzung der Luft kurz behandelt sind, sollen nunmehr die Eigenschaften der atmosphärischen Luft und ihre Beziehungen zu allen Zweigen der Naturwissenschaft in allgemeinverständlicher Form dargestellt werden.

Die Lehre von der atmosphärischen Luft möge kurz mit dem Namen *Atmosphärologie* bezeichnet werden, welche der Uebersicht und der methodischen Behandlung wegen in *statische*, *dynamische* und *angewandte Atmosphärologie* geschieden werden soll. In der statischen Atmosphärologie sollen alle physikalischen und sonstigen Eigenschaften der Luft, unter der Voraussetzung eines Ruhezustandes derselben, behandelt werden; die dynamische Atmosphärologie soll sämtliche Bewegungsvorgänge in der Luft beschreiben; in der angewandten Atmosphärologie endlich sollen die Erscheinungen des Klimas und des Wetters, die Wetter-Vorausbestimmungen im Allgemeinen, ferner die Beziehungen der Atmosphärologie zur Schifffahrt, Landwirthschaft, Luftschifffahrt, Hygiene u. s. w. erörtert werden. —

Die Natur kennt keine Classification; sie bildet ein harmonisches Ganzes, welches nur in der menschlichen Auffassung

schematisch zergliedert wird. Daher tragen alle Eintheilungen mehr oder weniger den Stempel des Willkürlichen, und häufig muss ein Gebiet in das andere übergreifen, so dass die künstlich gezogenen Grenzen sich verwischen. Dies wird auch im Laufe der folgenden Darstellung unvermeidlich sein und bedarf keiner besonderen Rechtfertigung.

Erstes Kapitel.

Statische Atmosphärologie.

Luftdruck.

Im Gegensatz zu festen und tropfbar-flüssigen Körpern besitzt die atmosphärische Luft als gasförmiger Körper weder eine selbständige Form noch ein selbständiges Volumen. Beide werden vielmehr durch die äusseren Kräfte bestimmt, welche auf die fast vollkommen elastische Luft wirken. In Folge dieser Elastizität übt die Luft nach allen Seiten hin einen Druck aus, indem ihre einzelnen kleinsten Theilchen, Moleküle genannt, sich von einander zu entfernen streben. Nach den Anschauungen der modernen Gastheorie wird der Druck eines Gases auf die begrenzende Gefässwand bedingt durch unzählig viele Stösse, welche die sich hin und her bewegendenden Moleküle auf die Gefässwandungen ausüben. Die mittlere Geschwindigkeit der Moleküle hängt von der Temperatur ab, indem sie bei Zunahme derselben wächst und umgekehrt fällt. Wird daher bei unveränderter Geschwindigkeit der Moleküle das Volumen verdoppelt, so muss die Anzahl der Stösse, welche die Moleküle in der Zeiteinheit auf die Wandungen ausüben können, auf die Hälfte herabsinken, d. h. der Druck verringert sich um die Hälfte. Um denselben Betrag muss die Dichte der Luft abnehmen, da die gleiche Anzahl von Molekülen sich nunmehr in einem doppelt so grossen Raume befindet. Vergrössert man dagegen bei unverändertem Volumen durch Steigerung der Temperatur die mittlere Geschwindigkeit der Moleküle, so wird die Intensität jedes einzelnen Stosses vermehrt und jedes Molekül gelangt häufiger auf dieselbe Stelle zurück. Mit Hülfe dieser einfachen Betrachtungen kommt man zu dem fundamentalen sogenannten Mariotte-Gay-Lussac'schen Gesetze für die Luft, welches aussagt, dass der

Luftdruck proportional der Dichtigkeit und der Temperatur der Luft ist.

Ausser der durch molekulare Kräfte bedingten Spannkraft wirkt aber auf die Luft noch die Schwere oder Anziehungskraft der Erde, welche bestrebt ist, die einzelnen Lufttheilchen nach der Oberfläche unseres Planeten herabzuziehen und welche dadurch der ganzen Luftmasse ihr Gewicht verleiht. Auf jeder Luftschicht lastet daher das Gewicht der Summe aller Luftschichten zwischen ihr und der oberen Grenzfläche der Atmosphäre. Ein Gleichgewicht kann nur stattfinden, wenn der Luftdruck in einer bestimmten Schicht gleich dem Gewicht der ganzen darüber liegenden Luftmasse ist. Daher ist der Luftdruck an der Erdoberfläche ein Maximum, nimmt mit zunehmender Höhe ab und erreicht an der Grenze der Atmosphäre sein Minimum. Entsprechend muss auch die Dichtigkeit der Luft geringer werden, wobei die Temperatur ebenfalls eine bedeutsame Rolle spielt.

Die Grösse des Luftdrucks wird gemessen durch das von Toricelli 1643 erfundene Barometer, welches im Prinzip aus einem ungefähr 800 mm langen, mit Quecksilber gefüllten, verticalen Glasrohre besteht, dessen oberes Ende geschlossen und luftleer ist, während das untere offene Ende in eine Schale mit Quecksilber taucht. Der auf letztere wirkende Druck der Luft wird durch die Höhe der Quecksilbersäule im Glasrohr gemessen, da Gleichgewicht stattfindet, sobald das Gewicht der im Rohre stehenden Quecksilbersäule dem auf den unteren offenen Querschnitt wirkenden Luftdruck gleich ist. Die senkrechte Höhe der obersten Quecksilberkuppe im Glasrohr über der Oberfläche des Quecksilbers in der Schale bezeichnet man als Barometerhöhe. Dieselbe gilt unmittelbar als Maass für die Grösse des Luftdruckes. Das Barometer steigt, wenn der Luftdruck zunimmt; es fällt, wenn der Luftdruck kleiner wird.

An der Oberfläche des Meeres, welche im Allgemeinen als Niveaulfläche für die Figur der Erde gilt (Höhe = 0 m), beträgt der Druck der Luft erfahrungsgemäss im Durchschnitt 760 mm. Ueberträgt man diesen Druck mit Hülfe des bekannten Gewichtes von Quecksilber in Kilogramme, so findet man, dass auf einem jeden Quadratmeter 10333 kg Luftdruck lasten. Hieraus würde folgen, dass der erwachsene Mensch am Meeresniveau durchschnittlich ein Gewicht von mindestens 15500 kg in Folge des Druckes der Luft auszuhalten hat. Dies ist nur deshalb ohne

Schaden für den Organismus möglich, weil die Luft fast alle Theile des Körpers durchdringt, so dass dieselben nach allen Richtungen den gleichen Druck erfahren. Nimmt dagegen der äussere Luftdruck schnell und beträchtlich ab oder zu, so ist klar, dass dadurch mehr oder weniger ernste Störungen im Organismus entstehen können.

Man hat zur Messung des Luftdruckes verschiedene Formen von Barometern construiert, auf welche in der vorliegenden Abhandlung, die sich im Wesentlichen nur mit den Eigenschaften der atmosphärischen Luft, nicht mit der Beschreibung von Instrumenten befassen kann, des Näheren nicht eingegangen werden soll. Es sei nur erwähnt, dass neben verschiedenen Formen von Quecksilber-Barometern, unter denen das Normal-Barometer die erste Stelle einnimmt, auch die bequemerem aber weniger genauen Aneroid-Barometer benutzt werden, die aus luftleer gemachten Metallbüchsen bestehen, deren elastische Deckel dem Luftdruck nachgeben. Diese Bewegung wird durch Hebel- und Räder-Werke auf einen längs einer Skala spielenden Zeiger übertragen, dessen Gang durch Vergleichung mit einem Quecksilber-Normalbarometer corrigirt und von Zeit zu Zeit controllirt werden muss.

Bei den Angaben der Barometer spielt die Temperatur entweder des Quecksilbers oder der Metallbüchsen eine grosse Rolle, da die metallischen Körper sich ebenso wie Luft bei wachsender Temperatur ausdehnen und umgekehrt. Man reducirt daher die Barometer-Ablesungen auf eine Temperatur von 0 Grad, indem man gleichzeitig ein am Barometer befindliches Thermometer abliest und die jeweiligen, aus den bekannten Ausdehnungs-Coefficienten des betreffenden Metalls berechneten Correctionen an die gemessenen Barometerhöhen anbringt. Bei einer Barometerhöhe von 760 mm z. B. beträgt diese Correction für 20° Celsius und für ein Quecksilber-Barometer — 2,5 mm. Ausserdem hat jedes Barometer noch sogenannte konstante Correctionen, die von einer nicht ganz richtigen Stellung der Skala, von Fehlern des Thermometers am Barometer, von der Wirkung capillarer Kräfte des Glases auf Quecksilber oder von elastischen Nachwirkungen der Metallbüchsen bei den Aneroiden herrühren.

Es ist bereits erwähnt, dass der Luftdruck mit der Höhe über dem Meeresspiegel abnimmt. Während derselbe am Meeresniveau im Mittel etwa 760 mm beträgt, findet sich in einer

Höhe von 8850 m, etwa der grössten Erhebung auf der Erde im Himálaja-Gebirge entsprechend, nur noch ein mittlerer Luftdruck von ungefähr 245 mm. Umgekehrt wächst der Luftdruck mit zunehmender Tiefe unter der Erdoberfläche. Daher bietet die Messung des Druckes der Luft ein bequemes und sicheres Hilfsmittel, um die Höhe eines Ortes zu bestimmen. Der Astronom Halley fand das wichtige Gesetz, welches allen barometrischen Höhenmessungen zu Grunde liegt, dass nämlich, während die Erhebungen über dem Meeresniveau in arithmetischer Progression zunehmen, der Luftdruck in geometrischer Progression abnimmt. Die Abnahme des Luftdruckes geht somit schneller vor sich als das Zunehmen der Höhe.

Will man an verschiedenen Orten beobachtete Luftdrucke miteinander vergleichen, so muss man mit Hülfe der bekannten barometrischen Höhenformel die Barometermessungen auf den Meeresspiegel reduciren. Ferner weiss man, dass die Grösse des Luftdruckes von der Schwerkraft des Erdkörpers abhängig ist. Die Figur der Erde ist aber keine Kugel, sondern ein an den Polen abgeplattetes Rotations-Ellipsoid. Daher ist die Schwerkraft an den Polen grösser als am Aequator und der Luftdruck muss auch eine Function der geographischen Breite sein. Der Unterschied zwischen dem Druck der Luft am Meeresspiegel unter einer Breite von 90 Grad (Pol) und unter einer solchen von 0 Grad (Aequator) lässt sich durch eine Quecksilbersäule von fast 4 mm Höhe darstellen. Endlich muss, da die Grösse der Schwerkraft auch von der Höhe des Ortes über dem Meere abhängt, an die gemessenen Barometerhöhen noch eine kleine aus der Verschiedenheit der Schwere in verschiedenen Höhen sich ergebende Correction angebracht werden, um das Maass für den wahren Luftdruck zu finden. Diese letztere Berichtigung beträgt jedoch selbst in grossen Höhen nur wenige Zehntel Millimeter und sie gilt ebenso wie die vorangehende, von der Schwere abhängige, nur für Quecksilber-Barometer.

Als einheitliches Maass des Druckes der Luft bezeichnet man daher die Höhe einer senkrechten Säule reinen Quecksilbers bei einer Temperatur von 0 Grad, am Meeresspiegel und unter einer geographischen Breite von 45 Grad. Diese Maasseinheit, welche einem Drucke von 10333 kg entspricht, wird eine Atmosphäre genannt.

Temperatur der atmosphärischen Luft.

Die hauptsächlichste Wärmequelle für die Erde ist die Sonne, deren Strahlen die Atmosphäre durchdringen müssen, ehe sie die Erdoberfläche erreichen. Hierbei wird ein Theil der Wärmestrahlen durch die Luftschichten absorbirt und zwar um so mehr, je dichter und dampfreicher die letzteren sind. Ferner hängt der Betrag dieser Absorption auch von dem Neigungswinkel ab, unter dem die Sonnenstrahlen die Luftschichten treffen. Ein Sonnenstrahl, welcher senkrecht auftrifft, verliert nur sehr wenig seiner ursprünglichen Kraft, während die Strahlen der niedrig am Himmel, nahe dem Horizont stehenden Sonne den grössten Theil ihrer wärmenden Kraft einbüssen. Im ersteren Falle hat das Strahlenbündel der im Zenith befindlichen Sonne einen viel kürzeren Weg durch die atmosphärischen Schichten zurückzulegen als im zweiten Falle, wo die Sonnenstrahlen unter grossem Neigungswinkel die Luftschichten durchstreichen. Im Durchschnitt verschluckt die Atmosphäre etwa die Hälfte derjenigen Wärmemenge, welche auf die Erdoberfläche bei fehlender Atmosphäre treffen würde.

Auf der anderen Seite schützen aber gerade die Luftschichten vor allzu grossem Wärmeverlust, der durch Ausstrahlung in den kalten Weltraum stattfindet. Wenn nämlich die Erdoberfläche erwärmt ist und ihrerseits nun Wärme ausstrahlt, so werden diese Strahlen von der Atmosphäre in ganz beträchtlichem Maasse absorbirt. Sie wirkt dann für die Erdoberfläche in ähnlicher Weise wie das Glasdach über einem Treibhause, wobei der Zustand der Atmosphäre mit Bezug auf Klarheit und Feuchtigkeit eine grosse Rolle spielt. Klarer Himmel und trockene Luft lassen eine grössere, bewölkter Himmel dagegen nur eine äusserst geringe Ausstrahlung zu.

Zur Messung der Temperatur der Luft dienen die Thermometer. Diese Instrumente sind mit thermometrischen Medien wie Quecksilber, Alkohol oder Luft gefüllt, welche sich bei zunehmender Wärme ausdehnen, bei abnehmender Wärme dagegen zusammenziehen. Da sich diese verschiedenen Medien nicht ganz gleichmässig unter dem Einflusse der Wärme verhalten, ist der Begriff der Temperatur ein konventioneller, und alle thermometrischen Angaben müssen auf ein Normal-Thermometer bezogen werden, als welches allgemein das Luft-Thermometer gilt.

Die Erfindung des Thermometers reicht schon in die Zeiten Galilei's zurück, aber erst Fahrenheit und Réaumur haben die Thermometer zu eigentlichen Messinstrumenten gemacht, indem sie eine bestimmte Skala mit zwei Fixpunkten einführten, die durch den Gefrierpunkt und den Siedepunkt von destillirtem Wasser gegeben werden. Den Zwischenraum zwischen beiden festen Punkten theilte Fahrenheit in 180, Réaumur in 80 gleiche Theile, indem letzterer den Nullpunkt mit dem Gefrierpunkt zusammenfallen liess, Fahrenheit dagegen zur Vermeidung negativer Temperaturangaben den Nullpunkt 32 Grad unter dem Gefrierpunkt ansetzte, da er dies als die grösste in freier Luft erreichbare Winterkälte ansah. Während man in England und Amerika noch heute an der Skala Fahrenheit festhält und das Publikum in Deutschland wie Frankreich sich noch immer nach Réaumur-Angaben richtet, hat die Wissenschaft schon lange die hunderttheilige Skala von Celsius angenommen. Auf die verschiedenen Constructionen von Thermometern und ihre besonderen Einrichtungen kann in dieser Abhandlung nicht näher eingegangen werden.

Die Rolle, welche die Temperatur der Luft im Haushalte der Natur, im practischen Leben und bei allen mit der Atmosphäre zusammenhängenden wissenschaftlichen Fragen spielt, ist eine gewaltig grosse. Während ein näheres Eingehen hierauf erst in den Capiteln über dynamische und angewandte Atmosphärologie stattfinden soll, möge an dieser Stelle nur das Gesetz der Temperatur-Vertheilung mit der Höhe in der Atmosphäre kurz erwähnt werden.

Die Erfahrung hat sowohl durch Temperaturablesungen an hoch und niedrig gelegenen Orten als auch durch thermometrische Messungen bei Luftballon-Fahrten in der freien Atmosphäre gelehrt, dass im Allgemeinen die Lufttemperatur mit der Höhe über der Erdoberfläche abnimmt. Dies erklärt sich einfach dadurch, dass die tieferen und dichter Luftschichten sowohl durch die von der Erde ausstrahlende Wärme als auch durch die daselbst in stärkerem Maasse absorbirten Wärmestrahlen der Sonne mehr erhitzt werden als die oberen Luftschichten, in denen ausserdem eine beträchtlichere Wärmeausstrahlung in den Weltraum stattfinden muss. Ferner tragen alle auf und nieder steigenden Luftströme, durch welche das gestörte Gleichgewicht der Atmosphäre sich wieder herzustellen sucht, dazu bei, den

höheren Luftschichten eine niedrigere Temperatur zu geben. Nach den Grundsätzen der modernen Gastheorie muss nämlich eine aufsteigende Luftmasse sich abkühlen, weil sie sich verdünnt, eine absteigende Luftmasse dagegen muss sich erwärmen, weil sie durch das Gewicht der darüber lagernden Luftschichten verdichtet wird.

Bei vollkommen trockener Luft würde die Temperatur mit der Höhe gleichmässig für jede 100 m etwa um 1° C. abnehmen. In Wirklichkeit jedoch ist die Luft mit Wasserdämpfen durchsetzt und die Temperaturabnahme mit der Höhe wird um so langsamer sich vollziehen, je feuchter die Luft ist. Ferner wirken hierbei vielfach lokale und sonstige meteorologische Verhältnisse störend ein. Auch heute ist man noch weit davon entfernt, das wahre Gesetz für die Abnahme der Temperatur der Luft mit der Höhe zu kennen. In dieser Beziehung sind unsere Kenntnisse noch mangelhaft und steter Verbesserung bedürftig. Dies wird erklärlich, wenn man bedenkt, dass wirklich systematische und vergleichende Temperaturmessungen auf der Erde erst bis zu einer Höhe von wenigen Tausenden von Metern emporreichen und dass die in dieser Beziehung wohl am meisten ausschlaggebenden Ballon-Auffahrten in freier Luft sich nur bis zu einer Höhe von etwas über 9000 m bewerkstelligen lassen konnten und bisher immer nur ganz vereinzelt ausgeführt worden sind. Erst in allerneuester Zeit haben wissenschaftliche Ballonfahrten einen grösseren und allgemeineren Aufschwung genommen. Sicherlich werden solche Aufstiege in höhere Schichten der Atmosphäre neue und ergiebige Daten auch über die Temperaturverhältnisse in den oberen Luftregionen liefern; vor Allem neuerdings, nachdem besonders in Deutschland Emporsendungen kleinerer Luftballons ausgeführt worden sind, die mit selbstregistrirenden meteorologischen Apparaten ausgerüstet, in solche Höhen (bis zu 18500 m) aufsteigen, welche dem Menschen wegen der Luftverdünnung nicht mehr zugänglich sind.

Aber man darf sich nicht verhehlen, dass hierbei, abgesehen von anderen Gefährnissen und Schwierigkeiten, auch noch die Complication hinzu kommt, dass mit der Aenderung der verticalen Componente zugleich die horizontale Richtung verschoben wird, so dass gleichzeitige und völlig gleichwerthige correspondirende Temperaturbestimmungen in verschiedenen Höhen unmöglich gemacht werden. Trotzdem soll diesen Messungen grosse

Bedeutung nicht abgesprochen werden, nur hat es den Anschein, als ob das Material, welches durch dieselben angehäuft werden wird, ausserordentlich schwierig zu sichten und zu discutiren sein möchte.

Um wenigstens in den für Wissenschaft und Praxis wichtigsten unteren Luftschichten unserer Atmosphäre, etwa bis zu einer Höhe von 1500 m, genauere Bestimmungen über die Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe anzustellen, sei der folgende Vorschlag empfohlen. Jede grössere meteorologische Station erhält einen gefesselten Ballon (Ballon Captif), der bis zu einer Höhe von 1500 m emporgelassen werden kann und in Abständen von je 150 m mit selbstregistrirenden Thermometern versehen wird. Die Instrumente sind so einzurichten, dass der Ballon nur alle drei bis vier Tage heruntergelassen zu werden braucht, um die zur Aufzeichnung der meteorologischen Ergebnisse benutzten Papiere auszuwechseln. Auf diese Weise könnte man für zahlreiche Orte streng vergleichbare Daten erhalten, deren Discussion unsere Kenntnisse über das Gesetz der Temperaturabnahme mit der Höhe sicherlich erweitern würde.

Auch das Thermometer kann ähnlich wie das Barometer zu Höhenmessungen dienen. Der Siedepunkt einer Flüssigkeit ist nämlich nicht konstant, sondern vom Druck der umgebenden Luft abhängig; er tritt um so früher ein, je leichter die Luft ist. Daher kocht das Wasser auf hohen Bergen schneller und bei niedrigerer Temperatur als in der Ebene. Die Berechnung der Höhendifferenz aus dem Unterschiede der Siedepunkte erfolgt nach bekannten, von Regnault für das sogenannte Kochthermometer entworfenen Tabellen, die auf Formeln von Wollaston beruhen.

Feuchtigkeit der atmosphärischen Luft.

Die Luft enthält überall und zu allen Zeiten Wasser in dampfförmigem Zustande. Dasselbe rührt von der Verdunstung der Meere, Seen und Flüsse her, ferner von der Verdunstung des Schnees und Eises, der Pflanzen und feuchter Erde. Die Grösse der Verdunstung ist abhängig von der Temperatur der Luft, vom Luftdruck, von der Bewegung der Luftschichten über der verdunstenden Fläche und schliesslich von dem bereits erreichten Feuchtigkeitsgehalt der Luft.

Bei höheren Temperaturen, bei geringerem Luftdruck, sobald die Luft durch Wind bewegt wird oder wenn sie trocken ist, geht die Verdunstung in bedeutend stärkerem Maasse vor sich als unter entsprechend entgegengesetzten Bedingungen.

Zur Verwandlung von Wasser in Dampf ist eine bestimmte Menge von Wärme nothwendig, welche gleichzeitig das Wasser im dampfförmigen Zustande erhält und als „latente Wärme“ bezeichnet wird. Versteht man unter Wärmeeinheit (Calorie) diejenige Wärmemenge, welche ausreicht, um 1 kg reines Wasser um 1°C . zu erwärmen, so beträgt die latente Wärme bei einer Temperatur von 100° noch 537 Calorien. Bei niedrigeren Temperaturen nimmt die latente Wärme zu, sie erreicht bei 0° die Grösse von 607 Calorien. Die Quantität Wasserdampf, welche ein gegebenes Volumen Luft aufzunehmen vermag, wird durch die Temperatur bestimmt und wächst mit derselben. Enthält die Luft soviel Wasserdampf als die jeweilige Temperatur es zulässt, so ist sie mit Wasserdampf gesättigt. Die Temperatur, bei welcher dieser Maximalzustand eintritt, heisst der Thaupunkt. Die Menge von Wasserdampf, welche in diesem Fall die Luft erfüllt, bezeichnet den Grad der absoluten Feuchtigkeit, während man unter relativer Feuchtigkeit das Verhältniss versteht zwischen der wirklich vorhandenen Dampfmenge und derjenigen, welche die Luft bei der herrschenden Temperatur im Maximum enthalten könnte. Bei einer Lufttemperatur von 20°C . z. B. könnten in der Luft Wasserdämpfe mit einem Maximaldruck von 17,4 mm enthalten sein; beträgt nun aber der in Wirklichkeit vorhandene Dampfdruck nur 8,7 mm, so erhält man als relative Feuchtigkeit $8,7 : 17,4 = 0,50$, oder in Prozenten ausgedrückt 50 %. Man erkennt sofort, dass bei einer relativen Feuchtigkeit von 100 Prozent der Thaupunkt erreicht ist, bei welchem gleichzeitig der Maximaldruck des Wasserdampfes stattfindet. Sinkt nun die Temperatur noch unter den Thaupunkt herab, so wird der überschüssige Wasserdampf in Form von Wasser ausgeschieden. Je grösser daher die relative Feuchtigkeit der Luft ist, um so näher liegt der Thaupunkt unter der jeweiligen Temperatur der Luft und umgekehrt bei trockener Luft. Wie Temperatur und Luftdruck nimmt auch die Dampfmenge der atmosphärischen Luft mit zunehmender Höhe der Luftschichten ab.

Sowohl zur Bestimmung der Feuchtigkeit der Luft als auch

um die Grösse der Verdunstung an verschiedenen Orten und zu verschiedenen Zeiten zu ermitteln, hat man besondere Instrumente erfunden, welche Psychrometer, Hygrometer und Atmometer genannt werden, und deren Einrichtung ganz kurz erwähnt sei. Das Psychrometer besteht aus zwei gleichen, neben einander aufgestellten Thermometern, von denen das eine trocken, das andere feucht gehalten wird. Durch Verdunstung der nassen Hülle wird das feuchte Thermometer, je nach dem Feuchtigkeitsgrade der Luft, mehr oder weniger abgekühlt werden und sich tiefer als das trockene einstellen. Aus dem Unterschiede der Angaben beider Thermometer findet man mit Hülfe besonderer Tabellen den Dampfdruck und die relative Feuchtigkeit der Luft.

Das Daniell-Regnault'sche Hygrometer wird zur Bestimmung des Thaupunktes, das sogenannte Haar-Hygrometer zur Auffindung der relativen Feuchtigkeit der Luft verwendet. Das Atmometer, welches zur Messung der Verdunstung dient, besteht aus einer flachen cylindrischen Schale, in welche eine bestimmte, abgemessene Wassermenge gegossen wird, um nach erfolgter Verdunstung von Neuem gemessen zu werden.

Es ist bereits erwähnt worden, dass die Luft bei bestimmter Temperatur nur ein bestimmtes Quantum Wasserdampf aufnehmen vermag, und dass, sobald die Temperatur unter den Thaupunkt herabsinkt, ein Theil der Wasserdämpfe in den tropfbaren oder festen Aggregatzustand übergeht. Solche zu Wasser oder Eis verdichteten Dämpfe bezeichnet man als Niederschläge. Bei dieser Verdichtung wird latente Wärme frei werden, da bei dem umgekehrten Prozess der Verdunstung, wie schon erwähnt, latente Wärme gebraucht wird. Diese frei werdende Wärme wird der Abkühlung der Luft und den weiteren Ausscheidungen von Wasserdampf in gewisser Weise entgegenwirken. Die Grösse der Wechselwirkung zwischen einer durch äussere Kräfte veranlassten Abkühlung und der durch innere Kräfte verursachten Erwärmung der feuchten Luft bedingt die verschiedene Gestalt der Niederschläge, welche als Thau, Reif und Nachtfrost, als Nebel und Wolken oder als Regen, Schnee und Hagel auftreten können.

Wenn in einer klaren Nacht die unteren Luftschichten dicht über dem Erdboden durch Wärmestrahlung sich stark abkühlen, so sinkt die Temperatur daselbst häufig unter den Thaupunkt der Luft und der Wasserdampf scheidet sich in Gestalt kleiner

Wasserkügelchen aus, welche die Erdoberfläche und besonders die Vegetation bedecken. Liegt der Thaupunkt tiefer als der Gefrierpunkt, so wird dieser Thau sich in fester Gestalt, als Reif, in Form von Eiskristallen, niederschlagen. In ähnlicher Weise entsteht der Nachtfrost. Eine Trübung in der Atmosphäre verhindert die starke Wärmestrahlung des Bodens; man schützt daher die gefährdete Vegetation vor Erfrieren, wenn man eine kräftige Rauchentwicklung künstlich erzeugt.

Nebel bilden sich besonders in den unteren Luftschichten, wenn feuchte warme Luft über kalten Erdboden hinstreicht oder wenn kalte Luft sich über grossen wärmeren Wasserflächen befindet. Durch ähnliche Temperaturunterschiede in horizontalen Schichten entstehen auch die Wolken, welche nichts weiter sind als aus der Ferne gesehene Nebelbildungen. Auch sie bestehen aus kleinen in der Luft schwebenden Wasserkügelchen, welche sich in Folge eines aufsteigenden, mit Wasserdämpfen gesättigten Luftstromes absondern.

Die Form der Wolken ist eine sehr mannigfache. Jedoch lassen sich drei Hauptformen: Cirrus, Cumulus, Stratus unterscheiden, deren getrenntes oder verbundenes Auftreten fast alle Wolkenformen bezeichnet. Diese Darstellung ist eine mehr oder weniger schematische, und nur photographische Aufnahmen oder genaue Zeichnungen der Wolkengebilde können ein getreues Bild jener unendlich verschiedenen und unablässig wechselnden Erscheinungen liefern.

Die Cirrus- oder Federwölkchen sind dünne und ziemlich durchsichtige Streifen. Da ihre Höhen über 8000 m betragen, müssen die Cirruswolken aus sehr feinen Eiskristallen bestehen. Cirrostratus nennt man die Wolkengebilde, welche wie ein durchsichtiger Schleier den Himmel bedecken. Auch sie bestehen aus kleinsten in der Luft schwebenden Eiskristallen; sie verursachen, wie später gezeigt wird, gewisse optische Erscheinungen in der Atmosphäre, wie Sonnen- und Mondringe. Cirrocumulus sind die sogenannten Schäfchenwolken, die sich aus einer Menge einzelner, regelmässig gruppirter Wölkchen zusammensetzen. Die Cumulus- oder Haufenwolke tritt besonders bei höheren Temperaturen und in kleinen Höhen auf. Ueber einer dunkleren Grundfläche thürmen sich weisse, im Sonnenlicht stark glänzende Gipfel auf, welche meist eine kugelförmige Gestalt haben. Stratus bedeutet eine niedrige Wolkenschicht, welche sich wie eine Nebelbank

in unteren Luftregionen bildet. Cumulo-Stratus bezeichnet die gewöhnlichste Wolkenform von dunkler Farbe, welche nahe dem Erdboden vorkommt und deren Umrisse unbestimmt sowie unregelmässig sind.

Die Höhe der Wolken variirt in beträchtlicher Weise; soweit die bisher ausgeführten, nicht besonders zahlreichen und selten sehr genauen Höhenmessungen von Wolken ein Urtheil zu bilden erlauben, kann man sagen, dass Wasser- resp. Eishaltige Wolken dicht über dem Erdboden und bis zu Höhen von etwa 10 km vorkommen. Auf diesem Gebiete bleibt jedoch noch sehr viel zu thun übrig, bevor die Höhenzonen der verschiedenen Wolkenformen in wirklich systematischer Weise erforscht sind. Die besten neuerdings angewandten Methoden zur Höhenbestimmung der Wolken bestehen in der gleichzeitigen Benutzung von winkelmessenden Instrumenten an zwei um eine bekannte Basis auf der Erde abstehenden Puncten, oder in der Ausführung von photographischen Aufnahmen desselben Wolkengebildes an zwei nicht allzu weit entfernten Orten. Vor einigen Jahren ist ein neuer besonders zuverlässiger Wolkenatlas erschienen, der die folgende Classification der Wolkengebilde enthält. Gehobene Nebel bis 1000 m Höhe, niedrige Wolken, Stratocumulus und Nimbus, von 1000—2000 m Höhe, Wolken des aufsteigenden Luftstroms, Cumulus und Cumulo-Nimbus, von 1400—4000 m Höhe, mittelhohe Wolken, Cirrocumulus und Strato-Cirrus, von 3000—7000 m Höhe und endlich höchste Wolken, Cirrus und Cirro-Stratus, etwa 9000 m hoch.

Die Grösse der Bewölkung wird allgemein dadurch ermittelt, dass man zu einer bestimmten Zeit den Flächenraum des Himmels abschätzt, der von der Summe aller vorhandenen Wolkenmassen bedeckt wird. Hierbei bezeichnet man totale Bewölkung mit 10 und vollkommen unbewölkten Himmel mit 0.

Ausser den in der Luft schwebenden Verdichtungen des Wasserdampfes giebt es auch solche, die so rasch vor sich gehen, dass sie je nach den in der Wolkenschicht herrschenden Temperaturen als Regen, Schnee oder Eisstücke zur Erde herabfallen. Dies sind die Niederschläge im eigentlichen Sinne, deren Häufigkeit und Menge auf meteorologischen Stationen fortlaufend gemessen werden. Die Häufigkeit wird durch die Anzahl der Tage, an denen es geregnet oder geschneit hat, angegeben. Die Niederschlagsmenge wird durch besondere zum Auffangen von

Regen und Schnee eingerichtete Regenmesser bestimmt und darauf die Regenhöhe durch Anwendung von Messgläsern nach Millimetern bewerthet. Verhältnissmässig selten sind die Niederschläge in Form von Hagel oder grösseren Eisstücken, deren Bildung durch starke lokale Luftströmungen und durch das Aufreiben dampfreicher Luft in sehr hohe Schichten der Atmosphäre erklärt wird.

Die in Form von Schnee stattfindenden Niederschläge bieten desshalb ein besonderes Interesse, weil man schon seit Kepler's Zeit auf die besonderen Formen der Schneekristalle aufmerksam geworden ist. Die Grundform aller verschiedenen Schneeflocken ist stets eine sechseckig-prismatische. Graupel- und Hagelkörner dagegen haben ganz unregelmässige, häufig recht phantastische Formen.

Auf den Hochgebirgen der Erde sammeln sich diese schneeförmigen Niederschläge der Atmosphäre als Hochschnee und Gletschereis, welche sowohl in der Geologie als auch in der meteorologischen Wissenschaft eine bedeutsame Rolle spielen.

Optische Eigenschaften der atmosphärischen Luft.

Die von den Himmelskörpern und von irdischen Objecten ausgehenden Lichtstrahlen erfahren beim Durchgange durch die Schichten der atmosphärischen Luft vielfache Störungen und Ablenkungen, welche von den Eigenschaften und Zuständen der Erd-Atmosphäre abhängig sind und daher hier in Kürze erörtert werden sollen.

Betrachtet man von einem vollständig frei gelegenen Beobachtungspunkte aus das Himmelsgewölbe, so erscheint es nicht als eine vollkommene Halbkugel, sondern stellt sich als ein gedrücktes Gewölbe dar, dessen horizontaler Durchmesser beträchtlich grösser als der verticale zu sein scheint. Man hat es hier mit einer optischen Täuschung zu thun, welche durch die Wirkung der sogenannten Luftperspective bedingt wird. Aus demselben Grunde erscheinen uns auch die am Horizont befindlichen Himmelskörper, z. B. Sonne und Mond beim Auf- oder Untergange viel grösser als wenn sie in beträchtlichen Höhen am Firmament stehen. Die Luftperspective hängt damit zusammen, dass die Luft nicht absolut, sondern nur in beschränktem Maasse durchsichtig ist; erstens weil sie Lichtstrahlen

absorbirt, zweitens weil besonders in den tieferen Luftschichten zahlreiche Fremdkörper in der Atmosphäre sich aufhalten und drittens weil die Luft einen grossen Theil des hindurch gehenden Lichtes reflectirt. Diese Lichtreflection innerhalb der Atmosphäre verursacht auch das sogenannte diffuse Tageslicht, ohne welches der Himmelsgrund nicht hell sondern schwarz erschiene und nur die von der Sonne direct beleuchteten Gegenstände zur optischen Wahrnehmung gelangen würden.

Das Himmelsgewölbe erscheint aber nicht nur hell beleuchtet, sondern auch in verschiedenen Färbungen. Bei klarer Atmosphäre zeigt sich der Himmel mehr oder minder intensiv blau gefärbt und beim Auf- oder Untergange der Sonne treten die als Morgen- und Abendröthen bekannten schönen rothen oder rothgelben Färbungen am Himmel auf. Alle diese verschiedenen Farbtöne erklären sich dadurch, dass die Fähigkeit der atmosphärischen Luft, Lichtstrahlen zu reflectiren oder durchzulassen, je nach den Wellenlängen des Lichtes und je nach dem Zustande der Luftschichten verschieden ist. Bekanntlich ist das weisse Sonnenlicht aus verschiedenfarbigen Bestandtheilen zusammengesetzt, denen besondere Wellenlängen zukommen. Die hauptsächlichsten dieser einzelnen Farbenbänder, deren Gesammtheit ein Spectrum genannt wird, sind Roth, Orange, Gelb, Grün, Blau, Dunkelblau und Violett. Von diesen sogenannten Farben des Regenbogens hat Roth die grösste und Violett die kleinste Wellenlänge. Am Tage und bei klarem Himmel absorbirt nun die Luft besonders die Strahlen mit grossen Wellenlängen und sie reflectirt vorzugsweise solche mit kleineren Wellenlängen. Dadurch erklärt sich die blaue Färbung des Himmels, deren wechselnde Intensität durch die sogenannten Cyanometer gemessen wird. Dieselbe wird im Allgemeinen um so intensiver, je trockener die Luft ist und je höher man sich über den Meeresspiegel erhebt.

Die prachtvollen Färbungen der Morgen- und Abendröthe erklären sich dadurch, dass die Sonnenstrahlen dicht am Horizont durch Dünste und condensirte, stark wasserhaltige Luftschichten passiren, welche gerade die Strahlen von kurzer Wellenlänge absorbiren und besonders die den Färbungen Roth und Orange entsprechenden Wellenlängen hindurchlassen.

In dem durch ein Prisma zerlegten Sonnenspectrum gewahrt man eine Reihe dunkler Linien, welche die farbigen Bänder

durchziehen und senkrecht zur Längsrichtung des Spectrums stehen. Das sind die Fraunhofer'schen Linien, welche ganz bestimmten, durch die Sonnenatmosphäre absorbirten Bestandtheilen entsprechen. Nun erscheinen, sobald die Sonne sich dem Horizont nähert, im Sonnenspectrum dunkle Linien in der Nähe der Fraunhofer'schen B-Linie, welche die absorbirende Wirkung der irdischen Lufthülle bekunden. Dies ist in neuester Zeit durch besondere Spectral-Untersuchungen des Sonnenlichtes auf der Höhe des Mont Blanc (Observatorium) nachgewiesen worden, wo die in der Ebene deutlich sichtbaren, wahrscheinlich von Sauerstoffgasen herrührenden Absorptionsstreifen schon in einer Höhe von etwa 4000 m zum Theil verschwanden und sich daher als Absorptionslinien unserer Atmosphäre erwiesen.

Aus den wichtigen Untersuchungen Langley's mit Hülfe des Bolometers und aus den neuesten Arbeiten von Paschen geht hervor, dass bei der Absorption der Sonnenstrahlen durch die Erd-Atmosphäre zwei ganz verschiedene Vorgänge unterschieden werden müssen. Einmal die generelle Absorption, welche in regelmässiger Beziehung zur Wellenlänge der Lichtstrahlen steht, und zweitens die sogenannte selective Absorption, welche an bestimmten Stellen des Spectrums den gleichmässigen Verlauf durch das Hervorrufen von „kalten Banden“ unterbricht. Während die generelle Absorption durch diffuse Reflection des Sonnenlichtes in der Atmosphäre sich erklären lässt, kommt die an einzelnen ausgewählten Stellen des Spectrums auftretende Lichtschwächung ganz besonders durch Absorptionswirkungen von Kohlensäure und Wasserdampf zu Stande.

Die Uebergänge vom Tage zur Nacht und umgekehrt würden auf der ganzen Erde plötzlich stattfinden, wenn nicht die als Hülle unseren Planeten umgebende atmosphärische Luft vorhanden wäre. Dieselbe lässt auch das Licht der unter dem Horizont befindlichen Sonne durch Reflection an den höheren Luftschichten nach solchen Punkten der Erdoberfläche gelangen, auf welche kein directes Sonnenlicht mehr trifft. Die Dauer dieser als Dämmerung bekannten Erscheinung hängt, ausser von den jeweiligen meteorologischen Zuständen der Atmosphäre wie Bewölkung, Feuchtigkeit u. s. w., besonders von der geographischen Breite des betreffenden Ortes ab. In den Tropen, wo die Sonne fast senkrecht zum Horizont am Himmel auf- und untergeht, wird ein Minimum, in den Polargegenden, wo die

scheinbare Sonnenbahn unter einem sehr kleinen Winkel gegen den Horizont geneigt ist, muss ein Maximum der Dämmerung eintreten. Dieselbe hängt ausserdem für einen bestimmten Ort, entsprechend der Lage der scheinbaren Sonnenbahn, von den Jahreszeiten ab. Diese Dämmerungsphänomene gehören in Folge prachtvoller Farbentöne und wegen ihrer häufig das ganze Firmament umspannenden Ausdehnung zu den wirkungsvollsten Lichterscheinungen der Atmosphäre. Ihre Intensität und Dauer kann sich steigern, sobald massenhaft angehäuften Fremdkörper die Luft erfüllen. Dies geschah in besonders ausgeprägter Weise nach dem im Herbst 1883 erfolgten Ausbruche des Krakataua-Vulcans, der ungeheure Dampf- und Aschenmassen bis in hohe Schichten der Atmosphäre empor trieb. Dieselben verursachten damals jene wunderbar farbenprächtigen Dämmerungen, ferner die noch bis vor Kurzem sichtbaren, in Silberlicht leuchtenden Nachtwolken und schliesslich jenen zuerst im September 1883 von Mr. Bishop in Honolulu wahrgenommenen braunrothen Ring um die Sonne, der später auch um den Mond sichtbar wurde.

Das Licht der Himmelskörper muss, ehe es zu unserer Wahrnehmung gelangt, die Schichten der Luft passiren, welche dichter sind als der Weltraum und deren Dichtigkeit ausserdem nach dem Boden des Luftmeeres hin stetig zunimmt. Tritt ein Lichtstrahl aus einem dünneren in ein dichteres Medium über, so wird er bekanntlich nach dem auf der dichteren Schicht errichteten Einfallslot hin gebrochen, d. h. seine Richtung ändert sich. Dies ist die sogenannte Strahlenbrechung, durch welche die Oerter aller Gestirne, von der Erde aus gesehen, verändert werden. Durch die Strahlenbrechung (Refraction) erscheinen die Gestirne in grösserer Höhe über dem Horizonte, als sie ohne Refraction gesehen würden. Dieselbe ist genau im Zenith, wo die Lichtstrahlen senkrecht auffallen und daher ungebrochen in Richtung des Einfallslotes selbst die atmosphärischen Schichten durchlaufen, Null und sie erreicht ihr Maximum dicht am Horizont, wo sie etwa 35 Bogenminuten beträgt. Infolge der Strahlenbrechung gehen die Gestirne für jeden Ort früher auf und später unter, als sie in der That den wahren Horizont des betreffenden Ortes passiren. Dies bewirkt z. B. in einer geographischen Breite von 50° eine Verlängerung der Tagesdauer um etwa 4 Minuten, während in der

Polarzone die in Wirklichkeit bereits unter dem Horizont befindliche Sonne mehrere Tage, ja wochenlang über dem Horizont gesehen werden kann.

Die Grösse der Strahlenbrechung, welche bei allen astronomischen Messungen eine wichtige Rolle spielt, hängt ausser von der Höhe des Gestirns über dem Horizont auch noch vom Barometerstande und von der Temperatur der Luft ab, weil durch dieselben die Dichte der brechenden Schichten geändert wird. Mit Hülfe besonderer und genauer Refractionstabeln lassen sich sämtliche von der Strahlenbrechung herrührende Correctionen bei den astronomischen Messungen berücksichtigen.

Ausser der astronomischen Strahlenbrechung giebt es noch eine terrestrische, die sich auf irdische Objecte bezieht, deren Lichtstrahlen die der Oberfläche nächsten Luftschichten durchdringen. Bei derselben gelten ganz ähnliche Gesetze wie bei der astronomischen Refraction. Die terrestrische Strahlenbrechung kommt besonders bei geodätischen Beobachtungen in Frage, welche zu Zwecken der genaueren Vermessung und Kartenaufnahme angestellt werden.

Bei feinsten geodätischen Messungen, welche in den letzten Jahrzehnten zur schärferen Bestimmung der Erdgestalt ausgeführt worden sind, kommt ein weiterer Umstand in Betracht. Es ist nämlich klar, dass eine Ablenkung der Lichtstrahlen durch Brechung in den verschieden dichten Luftschichten nicht nur im verticalen Sinne, sondern auch in seitlicher Richtung stattfinden muss. Diese sogenannte laterale Refraction, welche bei der Messung von Höhenwinkeln im Allgemeinen verschwindend klein ist, darf bei der Ausmessung horizontaler Winkelgrössen a priori nicht vernachlässigt werden.

Bei der stets zunehmenden Verfeinerung der Messinstrumente und bei der sich immer mehr steigernden Genauigkeit der Beobachtungsmethoden spielen die Zustände und Störungen der atmosphärischen Luftschichten eine höchst bedeutsame Rolle. So ist man im Verlaufe schärfster astronomischer Messungen bereits mehrfach auf sogenannte anomale Refractionswirkungen aufmerksam geworden, die entweder in lokalen meteorologischen Verhältnissen ihre Ursache fanden oder aber durch besonders unregelmässige Schichtungen der Luft innerhalb der Beobachtungsräume, in unmittelbarer Umgebung der Messinstrumente, veranlasst worden sind. Abgesehen von diesen der Wahrnehmung zugänglichen

Störungen werden aber die stets wechselnden Zustände der Luft, die sich naturgemäss der Berechnung entziehen, ein letztes wohl unüberwindbares Hinderniss für allerfeinste astronomische Messungen bilden, bei denen es auf wenige Hundertstel der Bogensekunde ankommt. So unentbehrlich die atmosphärische Luft für das Leben aller Organismen ist, so störend wirkt sie für den Astronomen, dem es darum zu thun ist, seine Messungen mit aller, irgend erreichbarer Schärfe ausführen zu können.

Auf anomale Brechungswirkungen des Lichtes innerhalb ungleich temperirter Schichten der Atmosphäre muss auch das sogenannte Funkeln der Sterne (Scintillation) zurückgeführt werden, welches sehr häufig schon mit unbewaffnetem Auge sichtbar ist. Besonders deutlich zeigt sich das Funkeln bei der Abbildung im astronomischen Fernrohre und beeinträchtigt oft die Schärfe der Messungen. Dasselbe tritt besonders stark dann auf, wenn plötzliche meteorologische Veränderungen in den Luftschichten vor sich gehen, ein Umstand, der häufig von Seiten der Astronomen schon für Zwecke der Wetterprognose benutzt worden ist.

Im Bereiche der ganz nahe der Erdoberfläche lagernden Luftschichten treten gelegentlich abnorme Refractionen und Reflectionen der Lichtstrahlen auf, die jene merkwürdigen, unter dem Namen Kimmung und Luftspiegelung (Fata morgana) bekannten Bilderscheinungen hervorrufen. Auf dem Meere zeigt sich z. B. eine Erhebung des Seehorizontes, durch welche entfernte, sonst unsichtbare Objekte, sogar unter dem Horizont befindliche Schiffe, gesehen werden können. Ueber den glühend heissen Sandflächen der Wüste zaubert eine Luftspiegelung trügerische Gebilde von entfernten Gegenständen, scheinbar von Wassergebieten umgeben, hervor, welche beim Näherkommen sich in Nichts auflösen. Solche Erscheinungen treten dann auf, wenn die Dichte der Luftschichten nach dem Boden zu in Folge von besonders starker Erwärmung mehr und mehr abnimmt, so dass die von entfernten Objekten auffallenden Lichtstrahlen wieder rückwärts nach oben gebrochen werden, und wenn sich ausserdem das Blau des Himmels in den heissen Luftschichten wie eine Wasserfläche täuschend abspiegelt.

Wenn die Strahlen der Sonne oder des Mondes auf die in der Luft schwebenden Wasserkügelchen oder feinsten Eiskristalle treffen, so entstehen in Folge zahlreicher Reflectionen

und Refractionen besonders schöne Lichterscheinungen, unter denen die Regenbogen und Sonnen- wie Mond-Halos die erste Stelle einnehmen.

Wenn man vor sich Regen und hinter sich die Sonne hat, erblickt man, sobald die Höhe der Sonne unter 42° beträgt, einen Regenbogen, der die Grundfläche eines Kegels bildet, in dessen Spitze das Auge des Beobachters liegt und dessen Achse mit der Verbindungslinie zwischen Sonne und Auge zusammenfällt. Der Regenbogen zeigt die gewöhnlichen prismatischen Farben, Violett nach innen, Roth nach aussen. Ausser diesem Hauptregenbogen, welcher durch Lichtstrahlen entsteht, die zwei Brechungen und eine Reflection in den Regentropfen erfahren haben, kommen auch noch sogenannte Nebenregenbogen mit umgekehrter Farbenreihenfolge vor, die durch zweimalige Reflection an der hinteren Fläche der Regentropfen entstanden sind.

Auch der Mond kann, besonders in der tropischen Zone, einen Regenbogen hervorrufen, dessen Farben jedoch im Allgemeinen matt sind. Bei tiefem Stande der Sonne und bei starkem Nebel entsteht manchmal ein weisser Regenbogen, bei dem keine Farben sichtbar werden.

Die Bildung der um Sonne und Mond häufig beobachteten Halo-Erscheinungen mit grossen Ringen von verschiedenen Durchmessern wird durch Brechung der Lichtstrahlen jener Himmelskörper an den in höheren Schichten der Atmosphäre schwebenden kleinsten Eisnadeln mit besonderen kristallinen Formen erklärt. Die kleineren Ringe oder sogenannten Höfe um Sonne und Mond entstehen durch Beugung der Lichtstrahlen beim Passiren kleinster Oeffnungen zwischen den einzelnen Dunstkügelchen der Atmosphäre.

Electrische und akustische Eigenschaften der atmosphärischen Luft.

Zu jeder Zeit befindet sich in der Luft Electricität, deren Intensität im Allgemeinen mit der Erhebung der Schichten über dem Erdboden zunimmt. Bei unbewölktem Himmel ist die Luft-electricität stets positiv, ihre Stärke wächst mit zunehmender Feuchtigkeit der Luft. Bei eintretenden Niederschlägen bildet sich häufig negative Electricität. Mit Hülfe besonderer Instrumente, von denen die Luftelectrometer von Thomson und Palmieri die bekanntesten sind, hat man für zahlreiche Orte die Intensität

und Veränderlichkeit der atmosphärischen Electricität bestimmt, wobei tägliche und jährliche Perioden sich ergeben haben.

Unsere Kenntnisse über den Ursprung der Luftpolarität sind durchaus noch nicht abgeschlossen, sondern beruhen noch immer auf ziemlich unsicheren Vermuthungen. Es stehen, um das stets und überall vorhandene Potential der Luftpolarität zu erklären, eine Reihe von Hypothesen sich gegenüber, ohne dass es bisher gelungen wäre, eine definitive Lösung dieser Frage zu finden. Im Wesentlichen sind es zwei Hauptgruppen von Hypothesen, die einander den Rang streitig machen, tellurische und kosmische. Bei den ersteren wird die Quelle der Luftpolarität in Vorgängen auf und über der Erdoberfläche gesucht, während die besonders von Werner Siemens vertretene kosmische Hypothese annimmt, dass electricische Kräfte von der Sonne auf den Erdkörper ausgeübt werden. Vermittelnd zwischen dieser Lehre vom electricischen Sonnenpotential und zwischen den zahlreichen tellurischen Hypothesen, z. B. der Annahme gewisser Reibungsvorgänge zwischen den Wasserdämpfen und den festen Bestandtheilen des Erdkörpers sowie der Luftschichten (Hoppe), ferner solcher Reibungsprozesse, welche in höheren atmosphärischen Regionen zwischen den sich mischenden Wasser- und Eistheilen stattfinden (Sohnke), vermittelnd zwischen diesen Erklärungen steht die electromagnetische Theorie von Edlund. Der schwedische Forscher betrachtet nämlich die Erde als permanenten Magneten und erklärt die Erscheinungen der atmosphärischen Electricität durch unipolare Inductionswirkungen dieses in beständiger Drehung befindlichen Erdmagneten.

So wenig sicher unsere Anschauungen auch über die Quelle der Luftpolarität sind, so darf man bei den Erscheinungen als solchen bleibend, doch mit Bestimmtheit annehmen, dass im Allgemeinen die Erde mit negativer, der Luftkreis mit positiver Electricität geladen ist. Zwischen Beiden müssen Ausgleichungen stattfinden; es sind dies die electricischen Erscheinungen in der Luft, die nunmehr in Kürze beschrieben werden sollen.

Diese electricischen Ausgleichungen können sowohl akuter wie chronischer Art sein; im ersteren Falle hat man es mit den schnell vorübergehenden Phänomenen der Gewitter, im zweiten Falle mit den Polarlichtern und verwandten Erscheinungen zu thun.

Eine besondere Art von Cumulus-Wolken, Nimbus genannt, die an der Grundfläche graublau gefärbt, an den Rändern häufig gezackt ist, bildet den Sitz der Gewitter. Diese Nimbuswolken enthalten freie Electricität bald in negativer, bald in positiver Spannungsform, die vertheilend in die Ferne wirkt und in der Nähe, wie alle stark electrisirten Körper, gleichartige Electricitäten abstösst, solche entgegengesetzter Art dagegen anzieht. Sobald diese electricische Anziehungskraft den Luftwiderstand zwischen zwei Gewitterwolken oder zwischen der Gewitterwolke und dem Erdboden überwindet, findet ein Ausgleich der entgegengesetzten Electricitäten in Form von electricischen Funken statt, die Blitze genannt werden.

Schon im Jahre 1752 erkannte der amerikanische Staatsmann und Naturforscher Benjamin Franklin, indem er beim Vorüberziehen von Gewitterwolken einen Drachen mit eiserner Spitze in die Luft steigen liess, dass der Blitz ein electricer Funke sei, von derselben Natur wie die mit einer Electrisirmaschine hervorgebrachten. Man unterscheidet im Wesentlichen drei Formen von Blitzen: Zickzackblitze, Flächenblitze und Kugelblitze. Die ersteren, die gewöhnlichste Form des Blitzes, haben die Gestalt eines zackig gebogenen Zweiges mit verschiedenen kleineren Aesten. Die Flächenblitze bilden eine etwas ruhigere Art der electricischen Entladung, die sich gleichzeitig über einen grossen Theil der Gewitterwolke ausbreitet. Der Kugelblitz mit jener eigenthümlichen, zuerst von Planté studirten Abart des Perlblitzes, ist eine seltenere Art der Entladung, die stets mit verheerender Wirkung explodirt. Das sehr häufig beobachtete Wetterleuchten entsteht durch weit entfernte Blitze, deren Lichtschein von den höheren Wolken-schichten reflectirt wird. In den letzten Jahren sind unsere Kenntnisse über das Wesen und die Formen der Blitze nicht unwesentlich dadurch erweitert worden, dass es mit Hülfe der Momentphotographie gelungen ist, die Bilder zahlreicher Blitze scharf aufzunehmen, nachdem schon früher das Spectrum der Blitze untersucht werden konnte. Die Geschwindigkeit des Blitzes ist eine ausserordentlich grosse, wahrscheinlich über 300 000 km in der Secunde. Die Dauer der Blitzerscheinung ist nur ganz kurz, kaum mehr als ein Tausendstel Secunde betragend. Da gleichzeitig die Spannung ungemein gross, häufig über 100 000 Volt ist, sind die mechanischen Wirkungen des ein-

schlagenden Blitzes von geradezu verheerender Gewalt. Alle Gegenstände, die sich über dem Erdboden erheben, sind vorzugsweise dem Blitzschlage ausgesetzt, besonders dann, wenn sie gleichzeitig gute Electrizitätsleiter sind. Auf Menschen und Thiere übt der Blitz ausserdem besondere physiologische Einflüsse aus. Sogar magnetische Wirkungen vermag der Blitz hervorzubringen, indem er z. B. eiserne Gegenstände magnetisch macht und auf Telegraphenstationen die Electromagnete in Bewegung setzt, auch die telephonischen Leitungen stört. Eine bekannte chemische Wirkung des Blitzes besteht darin, dass er auf seinem Wege den Sauerstoff der Luft in Ozon umwandelt und dadurch den bei Gewittern bemerkbaren Ozongeruch verursacht.

Um wenigstens die Gebäude und ihren Inhalt gegen die gefährlichen Wirkungen des Blitzes zu schützen, verwendet man metallische Blitzableiter, deren Construction ebenfalls von Benjamin Franklin zuerst erdacht wurde. Ihr Zweck besteht darin, dem Blitz künstlich eine so starke metallische Leitung in den Erdboden hinein zu verschaffen, dass er nur dieser folgt und nicht durch die Wände des Gebäudes seinen Weg nimmt. Durch die fortschreitende Vervollkommnung der Electrotechnik hat die Construction und Verwendung von Blitzableitern einen hohen Grad von Sicherheit und Zweckmässigkeit erlangt. Ihre Anwendung ist jedoch, besonders in ländlichen Bezirken, bei weitem noch nicht so allgemein, wie es zum Wohle der Menschheit wünschenswerth wäre.

Wir wenden uns nunmehr zu den chronischen Entladungen der atmosphärischen Electrizität, welche besonders in Form von Polarlichtern, dann auch in Gestalt langsamer electrischer Ausstrahlungen auf hohen Bergen und höchsten Gebäuden, wie auf den Pyramiden in der Wüste, endlich als sogenannte Sanct Elms-Feuer besonders auf den Masten der Schiffe auftreten können.

Die Polarlichter, von denen schon in der Einleitung die Rede gewesen ist, treten in wechselnden, zum Theil äusserst prachtvollen farbigen Lichterscheinungen, vorzugsweise in den um Nord- und Südpol gelegenen Polarzonen auf. In ihrer Häufigkeit zeigt sich eine jährliche Periode; ausserdem macht sich in Uebereinstimmung mit der bekannten elfjährigen Periode der Häufigkeit der Sonnenflecken und der Schwankungen der

erdmagnetischen Elemente eine elfjährige Periode auch bei den Polarlichtern geltend. Auf die magnetischen Zustände an der Erdoberfläche übt das Erscheinen von Polarlichtern einen beträchtlichen Einfluss aus, indem vollständige erdmagnetische Störungen durch sie hervorgerufen werden können.

Man unterscheidet im Wesentlichen zwei verschiedene Formen von Polarlichtern, nämlich das Bogenlicht und das Draperielicht. Ersteres wölbt sich am Firmament wie ein Regenbogen auf, indem aus dem Kreisbogen fortwährend Strahlen in radialer Richtung hervorschiessen. Das Draperielicht dagegen hängt in einzelnen Lichtgebilden, wie ineinander geschlungene Vorhänge, vom Himmel herab. Beide Arten haben bei der spectroscopischen Untersuchung ein eigenthümliches Bandenspectrum ergeben, dessen hellste Linie eine gelb-grüne, stets bei bestimmten electrischen Entladungen auftretende ist. Dass man es bei den Polarlichtern in der That mit electrischen Lichterscheinungen zu thun hat, geht zweifellos aus besonderen Versuchen hervor, welche in neuerer Zeit Lemström in Finnland und Tromholt in Grönland angestellt haben. Es wurde nämlich auf den dortigen Bergspitzen ein künstliches Nordlicht mit kräftigem Lichtschimmer dadurch erzeugt, dass man isolirte Metallstangen in Form von Blitzableitern errichtete, sie unter einander sowie mit der Erde in Verbindung setzte und die bereits vorhandenen electrischen Spannungen bis zur Lichtwirkung steigerte. In diesem künstlichen Nordlichte wurde gleichfalls die für das Polarlicht charakteristische Linie spectroscopisch nachgewiesen.

In engem Zusammenhange mit den besprochenen electrischen Erscheinungen stehen auch gewisse akustische Phänomene in der Luft, deren allgemeine akustische Eigenschaften an dieser Stelle kurz erwähnt werden mögen.

Der Schall pflanzt sich im Gegensatz zu Licht und Electricität nicht im leeren Raume fort, sondern nur in einem materiellen Mittel. Daher würden die von Körpern ausgehenden Schallwellen unser Gehörorgan nicht erreichen, wenn die atmosphärischen Luftschichten fehlten. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalls in der Luft beträgt bei einer Temperatur von 0 Grad C. rund 331 m in der Secunde und wächst mit der Temperatur; in flüssigen und festen Körpern jedoch pflanzt sich

der Schall mit viel grösserer Geschwindigkeit (bis zu mehreren Kilometern in der Secunde) fort.

Bei fast allen electricischen Entladungen entstehen in der Luft Schallgeräusche, die ihre grösste Intensität während des Gewitters in dem auf den Blitz folgenden Donner erreichen. Derselbe entsteht durch die Schwingungen der beim Durchfahren des Blitzes gewaltsam erschütterten Luft. Obwohl der Donner fast gleichzeitig mit dem Blitz eintritt, wird er erst später wahrgenommen, weil der Schall sich viel langsamer in der Luft fortpflanzt als das Licht. Hierauf beruht eine einfache Methode, die Entfernung eines Gewitters vom Beobachtungsorte annähernd zu bestimmen. Man zählt nämlich die Secunden zwischen Blitz und zugehörigem Donner, multipliziert dieselben mit 333 m und findet unmittelbar den Abstand des Gewitters in gerader Linie vom Beobachter. Wenn ausserdem noch die scheinbare Winkelhöhe für den Anfangspunkt des Blitzes bestimmt wird, dann ergibt sich aus einer einfachen trigonometrischen Verbindung dieser beiden geschätzten Grössen des Linear- und Winkelabstandes die senkrechte Höhe der Gewitterwolke über dem Erdboden. Aus solchen Beobachtungen hat sich die obere Grenze der Gewitterwolken zu 5000 m ergeben, während eine untere Grenze schwer festzustellen ist, da die Gewitterwolken sich bisweilen dicht auf den Erdboden herabsenken.

Das Rollen des Donners in freier Luft wird theils durch Accumulirung der Schallwellen auf dem langen vom Blitz fast momentan zurückgelegten Wege, theils durch Zurückwerfung der Schallwellen von den Wolkenflächen, also durch eine echoartige Wirkung hervorgebracht. Der Donner ist erfahrungsgemäss höchstens bis auf eine Entfernung von 26 km hörbar, während z. B. Kanonenschüsse noch aus viel grösserer Entfernung gehört werden. Dieser Unterschied hängt vielleicht mit der Beschaffenheit der Atmosphäre zusammen, da der vom Donner verursachte Schall mehr von den oberen dünneren Luftschichten nach den unteren dichteren hin sich fortpflanzt, während der Kanonendonner lediglich in den tieferen, gleichmässig dichten Schichten sich ausbreitet.

Die akustische Durchlässigkeit der Luft verhält sich umgekehrt wie die optische, was zuerst Tyndall streng nachwies. Die erstere nimmt nämlich mit geringerer Dichte und mit wachsendem Feuchtigkeitsgehalt der Luft ab, während gerade

dünne und mit Wasserdampf erfüllte Luft besonders durchsichtig ist. Daher hat man den Satz aufstellen können, dass optische Klarheit akustische Trübung der Luft bedeutet und umgekehrt, dass in akustischer Hinsicht klare Luft bezüglich der Durchlässigkeit von Lichtwellen für trübe gelten kann.

Zweites Kapitel.

Dynamische Atmosphärologie.

Schwankungen des Luftdruckes.

Schon im vorigen Jahrhundert erkannte man, dass der durch das Barometer gemessene Luftdruck regelmässige periodische Veränderungen erfährt, die sowohl einen täglichen als jährlichen Verlauf zeigen. Seit Erfindung der selbstregistrirenden meteorologischen Instrumente sind solche periodischen Schwankungen des Druckes der atmosphärischen Luft auf das Genaueste erforscht worden.

Die tägliche Periode des Luftdruckes äussert sich dadurch, dass im Laufe von 24 Stunden zwei Maxima, das eine am Vormittage, das andere am Abend, und zwei Minima, das eine des Morgens, das andere am Nachmittage auftreten. Es ist dies also eine Doppelschwankung, deren eine Hälfte sich während der Nacht, deren zweite sich während der Tagesstunden vollzieht. Die Amplitude der letzteren ist stets grösser als die der ersteren. Eine solche tägliche Periodizität des Luftdruckes findet an fast allen Orten der Erde statt; allerdings verhalten sich die verschiedenen Zonen durchaus nicht gleichmässig, ferner ist auch die Umgebung des Ortes hierbei maassgebend. Die tägliche Periode ist z. B. im Binnenlande grösser als an der Küste. Im Allgemeinen vollzieht sich dieselbe in tropischen Gegenden mit grosser Regelmässigkeit, während der Gang des Barometers in den gemässigten und kalten Zonen ein unregelmässiger ist, so dass für letztere erst aus einer längeren Reihe von Beobachtungen der tägliche Gang sich bestimmen lässt. Die Amplitude der täglichen Periode des Luftdruckes beträgt an manchen Orten nur wenige Zehntel Millimeter, während sie für andere, besonders in tropischen Breiten gelegene Gegenden eine durchschnittliche Grösse von über 3 mm erreichen kann.

Eine Erklärung für diese mehr oder weniger regelmässige Bewegung in den Schichten des Luftmeeres bietet der aufsteigende Luftstrom, der durch ungleiche Erwärmung des Bodens und der Luft verursacht wird. Diese durch Temperaturunterschiede hervorgerufene Luftbewegung spielt überhaupt in der dynamischen Atmosphärologie die grösste Rolle. Findet nämlich an einer Stelle eine Erwärmung der unteren Luftschichten statt, so wird die wärmere Luft emporsteigen und bei grösserer Spannung auch stärkeren Druck ausüben. Durch diesen Ueberschuss von Druck in höheren Schichten fliesst die warme Luft auf allen Seiten nach aussen ab und vermindert dadurch die Luftmenge über dem erwärmten Ort. In Folge dessen fällt hier der Luftdruck, während er an den kälteren Orten steigt. Da nun die auf die Luftschichten wirkende Temperatur, mit deren Aenderungen wir uns alsbald zu beschäftigen haben werden, in Folge der Erdrotation einen täglichen Gang aufweist, so muss dieser sich auch im täglichen Wechsel des Luftdruckes widerspiegeln. Durch Temperaturänderungen wird aber gleichzeitig die Verdunstung, d. h. die Spannung der Wasserdämpfe in der Luft und somit indirect auch der Luftdruck beeinflusst. Daher muss die tägliche Periode des letzteren viel verwickelter sein als diejenige der Lufttemperatur. In der That hat man es bei der Sonnenstrahlung mit einer einfachen Periode, bei dem Luftdruck dagegen, wie erwähnt, mit einem eigenthümlichen doppelt-periodischen Gange zu thun. Bisher ist es noch nicht gelungen, letzteren in völlig erschöpfender Weise theoretisch zu erklären.

Der Luftdruck zeigt an allen Orten der Erde ausser der täglichen auch eine jährliche Periode, bei welcher derselbe je nach den Jahreszeiten variirt. Auch hier spielt die geographische Lage des Ortes eine wichtige Rolle. Naturgemäss sind die jährlichen Veränderungen viel beträchtlicher als die täglichen; während die letzteren im Maximum nur mehrere Millimeter betragen, weisen die jährlichen Amplituden Grössen von mehreren Zehnern von Millimetern auf. Im Allgemeinen ist die jährliche Veränderung des Luftdruckes auf den Ozeanen und an den Küsten viel kleiner als über grossen Continenten. Wiederum sind es die mit den Jahreszeiten gleichfalls zusammenhängenden Temperaturdifferenzen, welche die jährlichen Veränderungen des Luftdruckes in erster Linie bedingen. Im Sommer wird der allgemein niedrigere Barometerstand durch ziemlich trockene auf-

steigende Luftströme entsprechend der starken Erwärmung der Erdoberfläche verursacht, während der hohe Druck im Winter sich durch starke Abkühlung der untersten Luftschichten, also durch absteigende Luftströme erklären lässt.

Noch eine dritte periodische Bewegung im Druck der atmosphärischen Luft, deren Betrag allerdings im Vergleich mit den beiden eben besprochenen verschwindend klein ist, soll hier erwähnt werden. Es ist dies die als Gezeiten der Atmosphäre bezeichnete, durch die Anziehungskraft des Mondes hervorbrachte Ebbe- und Flutherscheinung im Luftdruck, deren Grösse das Zehntel des Millimeters nicht übersteigt und nur in niederen Breiten wahrnehmbar ist. *)

Ausser diesen periodischen Schwankungen kommen zahlreiche nicht-periodische Aenderungen des Luftdruckes vor, deren Erkenntniss natürlich eine viel schwierigere ist, da dieselben nur durch besondere, gewissermassen akut auftretende Kraftäusserungen hervorgerufen werden können. Eine der interessantesten und für die Erdphysik wichtigsten solcher akuten Barometerschwankungen war die an zahlreichen Orten im Herbst 1883 wahrgenommene Erschütterungswelle der Luft, welche durch den schon mehrmals erwähnten Ausbruch des Krakataua-Vulcans ausgelöst wurde. An genauen selbstregistrirenden Barometern konnte festgestellt werden, dass diese gewaltige Luftwelle den Erdball mehrmals umkreist hat.

Wir haben bereits gesehen, dass bei den periodischen Aenderungen des Luftdruckes ausser dem Zeitmoment auch noch die Lage auf der Erdoberfläche eine wichtige Rolle spielt. Um daher die geographische Vertheilung des Luftdruckes kennen zu lernen, bildet man am zweckmässigsten tägliche, monatliche oder auch jährliche Mittelwerthe der Barometerstände für jeden Beobachtungsort und trägt dieselben, auf den Meeresspiegel und absolutes Maass reduziert, in eine nach Mercator-Projection hergestellte Erdkarte ein. Verbindet man dann alle Punkte gleichen Luftdruckes, so erhält man die Isobaren oder Linien gleichen Druckes, welche nach den Vorschlägen von Humboldt und Buchan am zweckmässigsten nach Monatsmitteln des Luftdruckes hergestellt werden. Aus solchen isobarischen Uebersichtskarten,

*) Bei dieser Gelegenheit sei darauf hingewiesen, dass ein vielfach noch heute angenommener Einfluss des Mondes auf die Witterung nicht existirt.

bei welchen ein grosses meteorologisches Material benutzt worden ist, haben sich bereits einige allgemeine Regeln ergeben. Ueber den Continenten herrscht im Winter hoher, im Sommer niedriger Luftdruck, während über den Ozeanen der Luftdruck in den verschiedenen Jahreszeiten im allgemeinen viel gleichmässiger ist. Dagegen zeigen sich auf den grossen vom Nordpol zum Südpol reichenden Meeren einige höchst bemerkenswerthe Vertheilungen des Luftdrucks. Es finden sich nämlich dauernde Zonen niedrigen Luftdruckes in der Nähe des Aequators und in den beiden Polarregionen. Bleibende Zonen höheren Luftdruckes kommen sowohl nördlich vom Aequator zwischen dem 30. und 40. Breitengrade als auch auf der südlichen Halbkugel zwischen dem 20. und 30. Breitengrade vor.

Die Erklärung dieser Erscheinungen kann erst später bei Gelegenheit der Windgesetze gegeben werden. Hier sei die Bedeutung dieser meteorologischen Phänomene für das Zustandekommen einer interessanten astronomisch-geodätischen Erscheinung hervorgehoben. Es ist dies die erst in den letzten Jahren erforschte periodische Veränderlichkeit der geographischen Breiten um Ausschläge bis zu 20 m im Jahre, welche durch entsprechende Lagenänderungen der Erdachse im Erdkörper selbst verursacht werden. Solche Verschiebungen der Rotationsachse um die Hauptachse der Erdfigur treten aber hauptsächlich dann ein, wenn die Belastung der Erdoberfläche an verschiedenen Stellen und zu verschiedenen Zeiten sich beträchtlich ändert. Abgesehen von einem hierbei mitwirkenden Gliede kosmischen Characters (der sogenannten Euler'schen Periode) müssen die mit den Jahreszeiten wechselnden Luftdrucke in Verbindung mit den gleichfalls periodisch wechselnden Niederschlägen der atmosphärischen Luft derartige verschiedene Belastungen der Erdoberfläche hervorrufen. Dieselben bilden daher einen wichtigen Factor für die Erklärung jener Schwankungen der Erdachse, welche in einer periodischen Verschiebung der geographischen Pole auf dem Erdkörper ihren Ausdruck finden.

Auch auf die Ausströmungen von Gasen aus natürlichen Gasquellen, aus Schlammvulcanen und Bohrlöchern in der Erdoberfläche haben Schwankungen des Luftdruckes grossen Einfluss, wie überhaupt eine mechanische Einwirkung der Luftdruck-Schwankungen auf die Erdrinde nicht in Abrede gestellt werden kann.

Schwankungen der Lufttemperatur.

Wir haben bereits gesehen, dass die Schwankungen des Luftdrucks wesentlich durch Temperaturänderungen veranlasst werden, ohne welche ewige Ruhe in den Schichten der atmosphärischen Luft herrschen würde.

Wie beim Luftdruck giebt es auch für die Lufttemperatur eine tägliche und eine jährliche Periode. In der Regel fällt und steigt das Thermometer im Verlaufe von 24 Stunden, so dass ein Minimum der Temperatur am Ende der Nachtstunden, ein Maximum kurz nach der Mittagszeit auftritt. In der heissen Zone zeigt sich diese periodische Bewegung der Lufttemperatur mit grosser Regelmässigkeit, während in den gemässigten und kalten Zonen sich häufig Unregelmässigkeiten einstellen. Um in solchen Fällen die wahre tägliche Periode der Lufttemperatur zu finden, nimmt man für einen ganzen Monat Mittelwerthe der zu gleichen Tageszeiten angestellten Thermometerablesungen, in welchen die von allen Unregelmässigkeiten gereinigte Periode sich zeigen wird. Die Amplitude dieser täglichen Periode hängt wesentlich von lokalen Bedingungen ab; sie ist über Wasser und auf Inseln am kleinsten, über trockenen Sandflächen am grössten. Während die kleinste mittlere Tagesschwankung auf den Ozeanen 1 bis 2 Grad C. beträgt, erreicht die grösste in der Sandwüste beobachtete 17 Grad C. Ferner hängen auch die Epochen für Maximum und Minimum der Lufttemperatur, ausser von den Jahreszeiten, von der Beschaffenheit und Erhebung des Bodens ab. Die Zeit der höchsten Tagestemperatur fällt nämlich über Continenten und in der Ebene zwischen 2 und 3 Uhr Nachmittags, über den Ozeanen und in der Höhe dagegen bereits zwischen 12 und 1 Uhr Mittags. Die tiefste Lufttemperatur tritt im Innern der Continente und in der Ebene fast genau bei Sonnenaufgang ein, an den Ozeanen und in der Höhe jedoch ein bis zwei Stunden vor Sonnenaufgang. Schliesslich hat auch die Bewölkung des Himmels noch einen bedeutenden Einfluss sowohl auf die Amplitude der Tagesschwankungen als auch auf die Eintrittszeiten der tiefsten und höchsten Tagestemperaturen.

Es ist klar, dass die Ursache für die tägliche Periode der Lufttemperatur in dem durch die Erdrotation bedingten Wechsel von Tag und Nacht oder in der scheinbaren Bewegung der Sonne am Himmel zu suchen ist. Die Sonnenstrahlung beginnt mit dem Aufgange dieses licht- und wärmespendenden Central-

gestirns unseres Planetensystems; sie wächst, wenn die Sonne höher am Himmel emporsteigt, nimmt nach der Mittags stattfindenden Culmination wieder ab und hört nach Sonnenuntergang in der Nacht gänzlich auf. Dann tritt durch Ausstrahlung des Erdkörpers eine Abkühlung der Luft ein, welche ihr Maximum kurz vor Sonnenaufgang erreichen wird.

In den tropischen Zonen, wo die Längen von Tag und Nacht fast das ganze Jahr unverändert bleiben, ist auch die tägliche Periode der Lufttemperatur nahezu konstant. In den Polargegenden, wo die Nacht mit dem Winter, der Tag mit dem Sommer zusammenfällt, giebt es nur im Sommer eine tägliche Periode, während im Winter, in Folge fortwährender Ausstrahlung, ein gleichmässiges Sinken der Temperatur stattfindet. In der gemässigten Zone endlich, wo die Längen von Tag und Nacht mit der Jahreszeit beträchtlich wechseln, werden auch die täglichen Perioden der Lufttemperatur ihre grössten Beträge erreichen.

Die Meeresfläche wird langsamer erwärmt und kühlt sich viel weniger ab als festes Land. Daher ist die tägliche Periode der Lufttemperatur für Küstenorte geringer als für Binnenländer. Dasselbe gilt für hoch und tief gelegene Orte; ferner kann bei bewölktem Himmel weder die Erwärmung noch die Ausstrahlung der Erde so bedeutend sein wie bei klarer Luft. Alle diese Umstände tragen dazu bei, die erwähnten Schwankungen in der täglichen Periode der Lufttemperatur zu erklären.

Nimmt man die Mittel sämmtlicher zu jeder Stunde des Tages angestellter Beobachtungen, so erhält man die mittleren Tagestemperaturen; auf entsprechende Weise findet man die mittleren Monats- und Jahres-Temperaturen. Da es practisch schwer möglich ist, zu allen Tagesstunden Temperaturmessungen anzustellen, hat man empirisch mit Hülfe eines reichhaltigen Beobachtungsmaterials und bei Anwendung selbstregistrierender Apparate herausgefunden, dass es zur Bestimmung der Mitteltemperatur des Tages genügt, die Thermometer zu drei bestimmten Zeiten während 24 Stunden abzulesen. Solche sogenannte Terminbeobachtungen werden am zweckmässigsten um 6 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und um 10 Uhr Abends angestellt. Auch andere, allerdings weniger günstige Combinationen, wie z. B. 7, 1, 9 oder 8, 2, 8 sind gebräuchlich. Zur Bestimmung der höchsten und niedrigsten Lufttemperaturen wendet man so-ge-

nannte Maximum- und Minimum-Thermometer an. Aus einem Beobachtungsmaterial, welches mindestens 20 Jahre umfasst, lassen sich die Mitteltemperaturen jedes Tages, Monats und des ganzen Jahres sehr genau berechnen. Solche Werthe werden Normaltemperaturen genannt, sie geben gewissermaßen ein von allen zufälligen Störungen gereinigtes Bild der Temperaturverhältnisse eines jeden Ortes. Aus den Abweichungen der jeweilig beobachteten Temperatur von der entsprechenden Normaltemperatur kann man eine Vorstellung von den jedesmal auftretenden Störungen der Wärmewirkung gewinnen.

Ausser der täglichen giebt es aber noch eine jährliche Periode der Lufttemperatur, welche sich unmittelbar aus den Normaltemperaturen für jeden Tag oder Monat herleiten lässt. Dieselbe ist von den Jahreszeiten abhängig, d. h. von der Bewegung der Erde um die Sonne oder von der scheinbaren Sonnenbahn. Die jährliche Periode weist im Allgemeinen ein Maximum im Sommer, ein Minimum im Winter auf. Ihre Erklärung ergibt sich entsprechend wie bei der täglichen Periode aus den mit den Monaten wechselnden Wärmewirkungen der Sonne, welche wiederum wesentlich vom Stande der Sonne zum Horizont des betreffenden Ortes und von der veränderlichen Länge von Tag und Nacht abhängen. Ausserdem wirken ähnlich wie bei der täglichen, auch bei der jährlichen Periode die Lage der Orte nahe der Küste oder im Binnenlande, auf der Höhe oder in der Ebene, ferner bewölkter Himmel oder Klarheit der Luft verkleinernd oder vergrössernd auf die Amplitude der jährlichen Lufttemperatur. Hinsichtlich der geographischen Vertheilung herrscht bei der jährlichen Periode ein etwas einfacheres Verhalten als bei der täglichen. Sie nimmt nämlich nach den Polen hin zu und nach dem Aequator ab. Während die mittlere Amplitude derselben für manche Gegenden in der heissen Zone nur wenige Grade beträgt, wächst sie nach den Polar-Regionen der Erde zu bis über 30 Grad. Giebt es doch im nordöstlichen Sibirien eine Stelle, wo die jährliche Periode der Lufttemperatur die abnorme Amplitude von 66° C. aufweist!

Um die Vertheilung der Temperatur über die Erde kennen zu lernen, werden ähnlich wie für den Luftdruck die Mitteltemperaturen einer grossen Anzahl von Orten auf die nach Mercator-Projection hergestellte Erdkarte eingetragen und Linien durch alle Orte mit gleicher Temperatur gezogen. Dieselben

heissen Isothermen und sie zerfallen, je nachdem Mitteltemperaturen des Jahres oder der Monate eingetragen werden, in Jahres- oder Monats-Isothermen. Hierbei müssen alle Temperaturen auf den Meeresspiegel reduzirt werden mit Hülfe bereits früher erwähnter Formeln über die Abnahme der Temperatur mit der Höhe.

Aus den Uebersichtskarten für die Jahres- und Monats-Isothermen ergeben sich einige allgemeine Regeln über die Vertheilung der Lufttemperatur auf der Erde. Die Jahres-Isothermen folgen nämlich im Allgemeinen dem Laufe der Parallelkreise und zeigen gewöhnlich nur über den Continenten oder in der Nähe grösserer Inseln stärkere Ausbuchtungen nach Norden und Süden. Solche Krümmungen der Isothermen treten häufiger auf der Nord- als auf der Südhalbkugel der Erde hervor, weil letztere die grösseren Wasserflächen enthält. Ein breiter Gürtel auf beiden Seiten des Aequators wird von Isothermen mit einer Jahrestemperatur von 25 Grad C. und darüber eingefasst. Innerhalb dieses warmen Gürtels liegen in Central-Afrika, in Ostindien und im nördlichen Südamerika Landstriche mit über 30 Grad mittlerer Jahrestemperatur.

Von den Karten der Monats-Isothermen sind die interessantesten diejenigen, welche sich auf Januar und Juli beziehen. Beide zeigen nämlich gleichzeitig nahezu die tiefsten und höchsten monatlichen Lufttemperaturen auf der Erde an, da die ersteren dem Winter auf der nördlichen und dem Sommer auf der südlichen Halbkugel entsprechen, während die Juli-Isothermen in den Sommer der Nord- und in den Winter der Süd-Hemisphäre fallen. Man erkennt aus ihnen, dass die kältesten und wärmsten Erdstriche der nördlichen Halbkugel angehören, weil dieselbe mehr Land und weniger Meeresfläche darbietet als die südliche Hemisphäre. In der Nähe der sogenannten Kältepole, welche im nördlichen Sibirien und nahe bei den Parry-Inseln liegen, beträgt die mittlere Temperatur im Januar minus 48 Grad C., während das gelegentlich beobachtete Minimum auf — 63 Grad sinkt. Diejenigen Gebiete, welche im Juli die höchste mittlere Temperatur, über 35 Grad C., aufweisen, liegen im Inneren Afrika's, in Arabien und in Californien.

Man hat die durchschnittliche Temperatur für jeden Breitengrad aus dem Mittel der Temperaturen aller auf demselben Parallel gelegenen Orte bestimmt. Vergleicht man die mittlere

Temperatur eines Ortes mit der für dieselbe Zeit berechneten seines Breitengrades, so erhält man seine Wärmeabweichung oder die thermische Anomalie. Linien, welche die Orte verbinden, denen zu gleicher Zeit die gleichen thermischen Anomalien zukommen, werden Isametralen genannt. Sie geben eine Uebersicht über die Vertheilung von Erwärmung und Abkühlung auf der Erde, indem sie den Wärmeüberschuss und den Wärmemangel direct anzeigen. Der stärkste Wärmeüberschuss auf der Erde findet sich in der Nähe der Lofoten-Inseln, wo die wirklich beobachtete Temperatur die dem Breitenkreise entsprechend berechnete um 25 Grad C. übersteigt. Der stärkste Wärmemangel kommt im Innern Sibiriens vor, wo die beobachtete Kälte noch 26 Grad C. unter der für den entsprechenden Breitenkreis berechneten liegt. Die Erklärung für das Zustandekommen thermischer Anomalien liegt hauptsächlich in der verschiedenartigen Wirkung der Sonnenstrahlen auf Wasser und Land, wobei auch noch andere Umstände mitsprechen, deren Erörterung erst später möglich ist. *)

Schwankungen der Feuchtigkeit der Luft, der Bewölkung, der Niederschläge, der Gewitter und der Luftpolarität.

Die Menge des Wasserdampfes in der atmosphärischen Luft weist in innigem Zusammenhange mit der Temperatur eine tägliche und eine jährliche Periode auf. Ihre Amplituden sind allgemein an Küstenorten und in tropischen Breiten kleiner als im Innern der Continente und in den gemässigten Zonen. Mit der Höhe über dem Meere nimmt die Menge des Wasserdampfes ziemlich schnell ab, so dass neun Zehntel des ganzen atmosphärischen Wasserdampfes sich in einer Luftschicht zwischen der Meeresfläche und 6500 m Höhe concentriren. Entsprechend verhält sich auch die relative Feuchtigkeit der Luft, deren tägliche wie jährliche Perioden fast überall auf der Erde einen ähnlichen Gang, nur verschieden grosse Amplituden zeigen. Dagegen ist das Verhältniss der relativen Feuchtigkeit zur Temperatur naturgemäss ein umgekehrtes, wie dasjenige der Wasserdampfmenge. Bei den höchsten Temperaturen ist nämlich die relative Feuchtigkeit am kleinsten, bei den tiefsten Temperaturen am grössten. Das Verhalten der relativen Feuchtigkeit in verschiedenen Höhen

*) Im Abschnitt über die Windgesetze und Luftströmungen, pag. 48 ff.

ist, da sowohl Temperatur als Dampfmenge mit der Höhe abnehmen, ein sehr wechselndes. In der Nähe einer Wolkenschicht erreicht dieselbe ihr Maximum, während sie über derselben stets und unter derselben häufig viel kleiner ist. In sehr grossen Höhen dagegen muss die relative Feuchtigkeit der Luft, da auch die Menge des Wasserdampfes daselbst gering ist, ziemlich klein sein. Die Vertheilung der relativen Feuchtigkeit über die Erdoberfläche lässt sich bei dem besonders schwankenden Verhalten derselben kaum in graphischer Form übersichtlich darstellen. Im Allgemeinen gilt die Regel, dass dieselbe über den Ozeanen ziemlich konstant zwischen 75 und 80 % ist, während sie auf den Continenten mit den Jahreszeiten wechselnd im Winter ihr Maximum, ihr Minimum im Sommer erreicht.

Auch für die Bewölkung haben genauere Untersuchungen das Vorhandensein einer täglichen Periode ergeben, die von der Jahreszeit, den lokalen Verhältnissen und von dem jeweiligen Character der Witterung allerdings stark beeinflusst wird.

Die tägliche Periodizität der Regenmenge und ihre grosse Abhängigkeit von der Jahreszeit ist für viele Orte ebenfalls constatirt worden. Bei der Bedeutung, welche gerade diese Frage sowohl für die Atmosphärologie im Allgemeinen als besonders für die practische Witterungskunde besitzt, wäre eine Verstärkung des einschlägigen Beobachtungsmaterials durch ausgedehntere Anwendung automatischer Regenmesser dringend erwünscht. Aus dem bisher verfügbaren Material lassen sich folgende allgemeine Regeln mit einiger Wahrscheinlichkeit aufstellen. Im Durchschnitt regnet es am frühen Morgen häufiger als zur Mittagszeit, was auch schon durch das Maximum der Bewölkung zur Zeit des Sonnenaufganges indiziert wird. In den Sommermonaten tritt ferner eine beträchtliche Steigerung der Regenmenge am Nachmittage auf, während sich in der kälteren Jahreszeit ein eigenthümliches Anwachsen des Regenfalles in der Nacht zeigt.

In der Häufigkeit der Gewitter tritt die Abhängigkeit von der Tageszeit besonders deutlich hervor. Zahlreiche Beobachtungen haben ergeben, dass die Gewitter im Allgemeinen zu den wärmsten Tagesstunden am häufigsten sind, was mit den zu derselben Zeit stark entwickelten aufsteigenden Luftströmen und mit ihrem grossen Gehalt an Wasserdampf zusammenhängen wird. Ausserdem tritt für viele Orte besonders im Winter noch

ein zweites secundäres Maximum der Gewitterhäufigkeit während der Nacht auf. Lokale Verhältnisse sind hierbei von grossem Einfluss, indem besonders flache Gebirgstäler förmliche Bildungsstätten für Gewitter abgeben.

Auch die Luftpotelectricität weist eine tägliche Periode auf, bei welcher zwei Maxima und zwei Minima sich bemerkbar machen. Die Aehnlichkeit dieser Doppelschwankung mit der früher für den Luftdruck erwähnten ist ziemlich scharf ausgesprochen, so dass ein innerer Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen recht wahrscheinlich wird. Welcher Art hierbei das Verhältniss von Ursache und Wirkung sein mag, lässt sich bei unseren immer noch unvollständigen Vorstellungen über die Entstehung der Luftpotelectricität nicht mit Sicherheit angeben.

Die Bewegung der atmosphärischen Luft; Winde und Windgesetze.

Die Schichten der Luft befinden sich niemals in vollständiger Ruhe, sondern stets in einer nach Richtung und Intensität wechselnden Bewegung. Finden diese Bewegungen in Ebenen statt, die nahezu senkrecht zur Erdoberfläche liegen, so heissen sie Luftströme. Gehen diese Bewegungen jedoch in nahezu horizontalen oder der Erdoberfläche parallelen Ebenen vor sich, so nennt man sie Winde. Es giebt auf- und absteigende Luftströme, deren Intensität oder Geschwindigkeit zwar veränderlich, aber nur in Ausnahmefällen, wie wir später sehen werden, besonders gross ist. Dagegen variiren die Richtungen und Geschwindigkeiten der Winde in hohem Grade. Dieselben können von jeder Himmelsgegend, aus allen Theilen der sogenannten Windrose wehen und ihre Geschwindigkeit ändert sich von 0 bis über 40 m in der Secunde. Im ersteren Falle herrscht Windstille, bei welcher die Luft jedoch immer noch mit einer Geschwindigkeit bis zu 0,5 m in der Secunde sich bewegen kann. Für unser Nervensystem wird der Luftzug erst fühlbar, sobald er etwas über 1 m in der Secunde erreicht. Schwacher Wind geht bis 4 m, mässiger bis 7 m, frischer bis 11 m, starker Wind bis 17 m, Sturm bis 28 m und Orkan darüber hinaus bis etwas über 40 m Luftgeschwindigkeit in der Secunde.

Man misst die Richtung des Windes in den tieferen Luftschichten mit einer frei beweglichen Windfahne, während zur Bestimmung der Windrichtung in höheren Luftregionen die

an den Wolken beobachteten Bewegungen dienen. Die Geschwindigkeit des Windes wird mittels des Anemometers gemessen, dessen Construction verschiedene Formen aufweist. Die gebräuchlichste besteht in einem auf senkrechter Achse drehbaren Kreuze, dessen horizontale Arme hohle Halbkugeln tragen. Die letzteren werden durch die Kraft des Windes in Umdrehung versetzt; durch die Anzahl dieser Umdrehungen wird mit Hülfe eines Räderwerkes die Geschwindigkeit des Windes bestimmt.

Wodurch entstehen nun die Winde? Wir haben bereits früher gesehen, dass Temperaturdifferenzen in den Luftschichten auch Unterschiede im Luftdruck hervorrufen und dass z. B. durch solche Druckänderungen in übereinander gelagerten Luftschichten die auf- und absteigenden Luftströme entstehen. Wenn nun derartige durch Temperaturunterschiede bedingte Luftdruckdifferenzen in nebeneinander gelagerten Schichten der atmosphärischen Luft auftreten, so müssen sie Bewegungen der Luft auch im horizontalen Sinne verursachen. Daher bilden Aenderungen des Luftdruckes die unmittelbare, Aenderungen der Temperatur die mittelbare Ursache für die Winde. Man kann sich diesen Vorgang physikalisch auch folgendermassen erklären. Ueber einer stark erwärmten Stelle der Erdoberfläche wird durch den aufsteigenden Luftstrom eine Luftverdünnung oder Depression entstehen, während die umgebenden Stellen höheren Luftdruck aufweisen. Durch Aspiration werden nun die Lufttheilchen von aussen in den sich leerenden Raum über der Erwärmungsstelle hineingesogen, und es entsteht ein Wind, der von den Stellen mit höherem Luftdruck nach denjenigen Gebieten weht, in welchen niedrigerer Luftdruck herrscht. Diese Erscheinung tritt besonders anschaulich in der regelmässigen Abwechselung von Land- und Seewinden auf Inseln hervor, deren Ursache schon im Alterthum von den griechischen Naturforschern erkannt wurde. Am Tage wird nämlich das Festland weit stärker als das umgebende Meer erwärmt; daher strömt die Luft von der See herein und es entsteht Seewind. Gegen Abend lässt die Erwärmung des Landes nach, der Wind wird stiller. In der Nacht dagegen kühlt sich das Festland durch Wärmeausstrahlung bedeutend stärker ab als die Meeresfläche, der Wind weht nunmehr als Landwind seewärts.

In grösserer Höhe über der Erdoberfläche muss die Be-

wegungsrichtung der Lufttheilchen eine umgekehrte als in der Ebene sein, was durch Beobachtungen auf Berggipfeln und bei sonstigen Erhebungen in freier Luft bestätigt wird. Denn die Luftströme, welche über einem barometrischen Minimum emporsteigen, werden in den oberen Schichten der Atmosphäre eine Luftverdichtung veranlassen, und umgekehrt werden die über einem barometrischen Maximum niedersteigenden Luftströme in den höheren Regionen eine Luftverdünnung zu Stande bringen. Ueber einem Minimum unten lagert daher in höheren Luftschichten ein Maximum des Luftdruckes und umgekehrt, wodurch die oben wehenden Winde den unteren entgegengesetzt gerichtet sein müssen.

Unsere Kenntniss der in den oberen Luftschichten herrschenden Winde ist noch ziemlich mangelhaft, da die Windrichtungen meist nahe der Erdoberfläche beobachtet werden. Im Allgemeinen nimmt man an und findet es wohl auch in der Natur bestätigt, dass die verticale Ausdehnung eines an der Erdoberfläche wahrgenommenen Windes meist ziemlich gross, über 3000 m, ist. Doch treten zahlreiche Fälle ein, wo entgegengesetzt gerichtete Winde bereits in geringen Höhen übereinander fortgehen. Dies wurde u. a. durch die auf dem Eiffelthurm in Paris bei nur in etwa 300 m Höhe angestellten Messungen der Windrichtung bestätigt. Ferner konnte der Verfasser durch eigene Wahrnehmungen über Windrichtungen auf den Hawaii-schen Inseln feststellen, dass gelegentlich an der Küste auftretende Südwinde häufig nur bis 500 m Höhe reichten und dann dem regelmässig wehenden Nordost-Passatwinde Platz machten. Die verticale Ausdehnungs-Zone des letzteren dagegen scheint eine sehr grosse, fast stets bis 4000 m hohe, zu sein.

Von solchen, mit den Luftschichten wechselnden, horizontalen Strömungen hängt häufig auch die Form der Wolken ab. Helmholtz hat durch mathematische Betrachtungen gezeigt, dass ähnlich wie auf einer durch Wind bewegten Wasserfläche auch an der Grenzfläche zweier Luftschichten, besonders, wenn die untere mit Wasserdampf gesättigt ist, wellenförmige Formationen sich bilden können, welche gelegentlich in den Wolkenformen zu Tage treten. Auch an den „leuchtenden Nachtwolken“ hat sich häufig diese Wellenform erkennen lassen.

Es ist bereits gezeigt worden, dass die Luft von Gebieten höheren Barometerstandes nach solchen Stellen hingetrieben

wird, wo der Luftdruck niedriger ist. Nun geben die früher erwähnten isobarischen Karten die Vertheilung des Luftdruckes auf der Erde an, und es ist klar, dass die Winde von den Isobaren mit höherem Luftdruck auf dem kürzesten Wege, d. h. senkrecht, nach den Isobaren niederen Luftdruckes wehen müssten, wenn die Bewegung der Luft durch keine weiteren Kräfte bestimmt würde, als die von Druckunterschieden herrührenden. Aber die Erdkugel dreht sich um ihre Achse und mit ihr rotiren sämtliche Schichten der atmosphärischen Luft. In Folge dieser Rotation, deren Richtung von West nach Ost geht, wird jedes bewegte Lufttheilchen auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt werden. Die Grösse dieser Ablenkung ist eine einfache Funktion von der geographischen Breite des Ortes, an welchem das bewegte Lufttheilchen sich befindet.

Durch die beiden für das Zustandekommen und die Richtung der Winde soeben abgeleiteten Gesetze lassen sich bereits die regelmässigen, über gewaltige Gebiete der Erde wehenden Winde erklären, welche als Monsune und als Passatwinde in der Atmosphärologie im Allgemeinen und bei ihrer Anwendung auf die Schifffahrt im Besonderen eine wichtige Rolle spielen.

Die *Monsune* oder Jahreszeiten-Winde wehen im Indischen Ozean von April bis October aus Südwest, in den anderen sechs Monaten dagegen aus Nordost. In der warmen Jahreszeit erhitzt sich nämlich das indische Festland bedeutend und veranlasst die Seeluft nach Nordost zu strömen; in der anderen Jahreshälfte dagegen, wenn die südliche Halbkugel Sommer hat, wird die Luft über dem Meere stärker erwärmt als über dem nördlich gelegenen Festlande; der Wind weht nunmehr nach Südwest. Aehnliche monsunartige Winderscheinungen kommen auch in anderen Gegenden der Erde, wenn auch nicht so regelmässig und deutlich ausgeprägt, vor. Auch die bekannten Berg- und Thalwinde können als Tagmonsune aufgefasst und durch die Erwärmung bei Tage sowie durch die spätere Abkühlung der Luft bei Nacht an den Bergabhängen erklärt werden.

Die beiden grössten Ozeane, der Stille und der Atlantische, die sich von Pol zu Pol erstrecken, sind der Schauplatz höchst regelmässiger und daher besonders wichtiger Luftbewegungen. In der Nähe des Aequators liegt eine ziemlich breite, mit den

Jahreszeiten etwas wechselnde Zone der Kalmen oder Windstillen, wo nur aufsteigende Luftbewegungen ohne merkliche horizontale Windwirkungen auftreten. Nördlich und südlich davon lagert jedoch ein sehr weiter, bis 30 Grad Nord- und Südbreite reichender Gürtel, wo die für die Segelschiffahrt wichtigen Passatwinde oder wie sie in englischer Sprache bezeichnend genannt werden „Handelswinde“ (Tradewinds) wehen. Dieselben zerfallen in Unter- und Ober-Passate, von denen die einen in tiefen, die anderen in hohen Luftregionen wehen. Der Unterpassat hat auf der Nordhalbkugel die Richtung Nordost nach Südwest, auf der südlichen Hemisphäre die Richtung Südost nach Nordwest, während der Oberpassat jedesmal entgegengesetzt weht. Ueber den heißen Aequatorialgegenden steigt nämlich die Luft empor und fließt polwärts nach den kühleren Gegenden zu, während von unten die Luft von den letzteren hereindringt. Dadurch entsteht eine Bewegung der Lufttheilchen in Richtung der Meridiane; für die unteren Luftbewegungen auf der Nord-Halbkugel nach Süden, auf der Süd-Halbkugel nach Norden. In Folge der Erdrotation werden aber diese Richtungen nach rechts und nach links abgelenkt; es entstehen die nordöstlichen und südöstlichen Passatwinde.

Verlassen wir jetzt die regelmässigen, für die gesamte Erdatmosphäre geltenden Winderscheinungen und wenden wir uns dem momentan wechselnden Spiele der Winde zu. Dasselbe ist gleichfalls von der jedesmal herrschenden Druckvertheilung abhängig; die Bewegung der Lufttheilchen vom barometrischen Maximum nach dem Minimum geht nicht gradlinig, sondern, wie theils Dove, theils andere Forscher erkannten, in Form von Wirbelbewegungen vor sich. Das entsprechende, von Buys-Ballot formulirte, barische Windgesetz lautet: „Die Luft strömt von einem Punkte höheren zu einem Punkte tieferen Luftdruckes hin, wird aber dabei durch die Erdrotation auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, südlich vom Aequator nach links abgelenkt. Kehrt man auf der Nordhalbkugel dem Winde den Rücken zu, so liegt das Gebiet des niederen Luftdruckes links und etwas nach vorn, das Gebiet des hohen Druckes rechts, etwas nach hinten. Befindet man sich auf der südlichen Hemisphäre, so sind die Ausdrücke „rechts“ und „links“ miteinander zu vertauschen.“

Aus diesem Satze, welcher von Sprung mathematisch streng

bewiesen worden ist, folgt zunächst, dass die vom barometrischen Maximum ausgehenden Lufttheilchen den Punkt des Minimums niemals erreichen, sondern ihn stets in spiralförmigen Bahnen umkreisen. Die Luftbewegung in der Nähe des Minimums nennt man *cyclonal*, diejenige beim Maximum dagegen *anti-cyclonal*. Danach lassen sich sämtliche Winde als Cyclonen und Anticyclonen auffassen; die gewaltigen, in tropischen Gegenden als Hurricane und Taifuns auftretenden Wirbelstürme unterscheiden sich von einer leichten Brise nur durch die verschiedene Intensität der Wirbelbewegungen. Das Centrum der Cyclone oder des barometrischen Minimums heisst *Depressionscentrum* und der Mittelpunkt der Anticyclone entsprechend *Elevationscentrum*. Die Luftbewegung um diese beiden wechselseitig durcheinander bedingten Wirbelcentren geht nun derartig vor sich, dass die Lufttheilchen vom Elevationscentrum in spiralförmigen Bahnen nach aussen sich zu entfernen streben, während sie sich um das Depressionscentrum spiralförmig nach innen herum bewegen. Die Krümmung dieser Bahnen geht auf der Nordhalbkugel für die Anticyclonen nach rechts, für die Cyclonen nach links; auf der Südhalbkugel liegt sie entsprechend umgekehrt.

Dieses barische Windgesetz von Buys-Ballot giebt nur die Richtung und die Vertheilung der Winde auf der Erdoberfläche an. Auch für die Stärke der Windbewegungen lässt sich aus den isobarischen Karten ein Anhalt gewinnen, wenn man die auf den isobarischen Kurven senkrechten Linien, die sogenannten Gradienten, errichtet und die Grösse derselben durch die Anzahl von Millimetern ausdrückt, um welche der Luftdruck abnimmt, wenn man sich in Richtung des Gradienten um die Länge eines Aequatorgrades oder um 111 km von der höheren nach der niederen Isobare hin entfernt.

Der im Anschluss an die Beobachtungen von Stevenson zum Buys-Ballot'schen Gesetze formulirte Zusatz lautet: „Die Windstärke ist proportional dem Gradienten; sie ist am grössten, wo die Isobaren am dichtesten nebeneinander liegen, und am kleinsten, wo diese Linien gleichen Luftdruckes weit auseinander treten.“

Der Wind weht im Allgemeinen in einer Richtung, welche zwischen derjenigen des Gradienten und derjenigen der Isobare liegt. Der Winkel zwischen den Richtungen der Luftströmung

und des Gradienten, Ablenkungswinkel genannt, ist sowohl eine Funktion der geographischen Breite in Folge der Erdrotation, als auch in hohem Grade von den Reibungswiderständen abhängig, welche die Luftströmung zu überwinden hat. Der Ablenkungswinkel nimmt mit der Annäherung an den Aequator ab und wird bei wachsenden Reibungswiderständen kleiner. Nur in seltenen Fällen erreicht er die beiden Grenzwerte 0 oder 90 Grad; meist bläst der Wind in einer Richtung, welche näher an der Isobare (90 Grad) als an dem Gradienten (0 Grad) liegt.

Die erwähnten barischen Windgesetze gelten ganz allgemein, und nur selten treten Abweichungen davon, meist durch lokale Störungen oder durch Gewitterbildungen bedingt, auf. Bevor wir jedoch die Winderscheinungen verlassen, sollen noch die allerdings viel selteneren Luftbewegungen kurz erwähnt werden, bei denen nicht wie bisher die horizontale, sondern die verticale Bewegungscomponente die grösste ist, deren Stärke also nach verticalen Gradienten gemessen werden muss. Abgesehen von den bereits mehrmals besprochenen auf- und absteigenden Luftströmen, durch welche die gesamte Luftcirculation hervorgerufen wird, gehören hierher besonders die Tornados und Tromben als Wirbelwinde und die Boras oder Föne als Fallwinde. Die ersteren kommen gewöhnlich über warmen Wasser- und Sandflächen vor, und ihr Auftreten ist häufig von verheerender Wirkung. Die Fallwinde wehen in gebirgigen Gegenden und theilen sich in kalte oder Bora-Winde und in warme oder Fön-Winde, die sich von der Höhe der Gebirge häufig mit zerstörender Gewalt in die angrenzenden Thalgebiete herabstürzen.

Drittes Kapitel.

Angewandte Atmosphärologie.

Klima und Wetter.

Der Zustand der atmosphärischen Luft zu einer bestimmten Zeit und an einem bestimmten Orte wird durch die jeweiligen Eigenschaften und Bewegungen der Luft dargestellt. Man bezeichnet dieselben als meteorologische Elemente und versteht darunter im Wesentlichen den Luftdruck, die Lufttemperatur, die Feuchtigkeit und die Niederschläge der Luft, endlich die Winde. Der durchschnittliche Zustand dieser meteorologischen Elemente, einschliesslich ihrer periodischen und säcularen Aenderungen, bezeichnet das Klima an dem betreffenden Orte. Der momentane, zu irgend einer Zeit wirklich vorhandene Zustand der meteorologischen Elemente nebst ihren regelmässigen und unregelmässigen Veränderungen bezeichnet das Wetter. Das Wetter bildet also die Einzelercheinung, das Klima die Gesammtercheinung; letzteres lässt sich daher auch als arithmetisches Mittel einer grösseren Zahl von Wetterzuständen definiren. In den beiden vorangehenden Kapiteln sind die meteorologischen Elemente und ihre Aenderungen eingehender beschrieben worden. Es genügt daher an dieser Stelle, die Lehre vom Klima oder die Klimatologie und die Lehre vom Wetter oder die practische Witterungskunde nur in grossen Umrissen kurz anzudeuten. Diese Gebiete der angewandten Atmosphärologie haben nicht nur für das Wohl der Menschheit, sondern auch für Leben und Gedeihen aller organischen Wesen die grösste Bedeutung, worauf im Einzelnen noch besonders eingegangen werden soll.

Klimatologie.

Man unterscheidet auf der Erde je nach der geographischen Breite im Allgemeinen drei mehr oder weniger scharf getrennte klimatische Zonen, die heissen, gemässigten und kalten

Zonen. Die heissen Zonen, zwischen Aequator und den beiden Wendekreisen gelegen, zeichnen sich durch eine grosse Beständigkeit und eine sehr regelmässige Periodizität der atmosphärischen Erscheinungen aus. In jenen dem Aequator nahen Gegenden hört der Wechsel der Jahreszeiten fast ganz auf und das Verhältniss der Längen von Tag und Nacht ändert sich kaum. Die Luft ist bei starker Sonnenstrahlung feuchtwarm, sie wirkt erschlaffend auf den Organismus und begünstigt die Entwicklung zahlreicher der Gesundheit schädlicher Mikroorganismen, wie später in einem besonderen Abschnitt über Hygiene näher erörtert werden soll. Characteristisch für die heisse Zone ist das Auftreten der Monsune und Passatwinde, ferner der regelmässige Wechsel zwischen einer Trockenzeit und einer Regenperiode, welche sich auch durch gewaltige, lange anhaltende Wärmegewitter auszeichnet. Die Mitteltemperatur ist sehr hoch, meist über 25 Grad C. mit starker täglicher aber geringer jährlicher Veränderung.

Die gemässigten Zonen nördlich und südlich der beiden Wendekreise, etwa von ± 23 bis ± 67 Grad Breite gelegen, zeigen eine jährliche Mitteltemperatur unter 25 Grad und über 0 Grad C. Durch den ausgeprägten Wechsel der Jahreszeiten und wegen der veränderlichen Länge von Tag und Nacht nimmt die Schwankung der meteorologischen Elemente beträchtlich zu, die Unregelmässigkeit der atmosphärischen Erscheinungen wächst.

Die kalten Zonen, in der Umgebung der beiden Erdpole liegend, haben eine mittlere Jahrestemperatur von 0 Grad und darunter. Characteristisch für diese Zone ist, dass sich die Sonne einen Theil des Jahres über, einen anderen unter dem Horizont befindet, so dass der Wechsel von Tag und Nacht zusammenfällt mit dem Wechsel der Jahreszeiten. Die relative Feuchtigkeit ist gering, dagegen sind Frostnebel ziemlich häufig.

Ausser der geographischen Breite wirken noch die besonderen Eigenschaften der Erdoberfläche, vor allem die Vertheilung von Land und Wasser, ferner die Höhenunterschiede des Festlandes bestimmend auf das Klima ein. Danach unterscheidet man zwischen See- und Landklima einerseits und zwischen Höhen- und Tiefenklima andererseits. Im Allgemeinen lässt sich der Satz aufstellen, dass im Seeklima die Temperaturverhältnisse viel beständiger, die Schwankungen der Temperatur um einen Mittelwerth bedeutend geringer sind als

beim Landklima. Dies liess sich bereits bei Gelegenheit der isothermischen Kurven für die Jahresmittel der Temperatur erkennen. Ferner ist naturgemäss die relative Feuchtigkeit der Luft an den Küsten grösser als im Binnenlande und entsprechend nimmt auch die Bewölkung des Himmels im Seeklima zu, im Landklima ab. Für Küstenorte sind ausserdem die bereits erwähnten regelmässig abwechselnden Land- und Seewinde, ferner die ziemlich konstanten warmen oder kalten Meeresströmungen von klimatischer Bedeutung.

Im Allgemeinen verhalten sich, was die Temperaturschwankungen betrifft, Höhen- und Tiefenklima ähnlich zu einander wie See- und Landklima. Von grosser Bedeutung ist der Einfluss der Gebirge auf die Häufigkeit und Intensität der Niederschläge. Mit der Annäherung an das Gebirge nimmt gewöhnlich der Regenfall zu. Ferner bilden die Gebirge oft förmliche Wasserscheiden für die atmosphärischen Niederschläge, indem sie einen klimatischen Gegensatz zwischen der Wind- und der Lee-Seite schaffen. Aehnlich wie Land- und See-Brisen üben auch Berg- und Thalwinde einen nicht unbedeutenden klimatischen Einfluss aus. Schliesslich ist noch der Beachtung werth, dass hohe, vorgeschobene Gebirgsketten hemmend auf Winde und Zugluft wirken und dadurch den unter ihrem Schutze gelegenen Orten ein besonders mildes, für erkrankte Athmungsorgane wohlthätiges Klima verschaffen.

Zwei, wegen ihrer eigenthümlichen Wirkung auf die Zustände der atmosphärischen Luft wichtige klimatische Factoren, sind Waldgebiete und ausgedehnte Schneeflächen. Beide bewirken nämlich, um den Kernpunkt aus dieser oft umstrittenen Frage herauszuschälen, eine entschiedene Annäherung an das Seeklima, indem sie die Temperaturgegensätze zwischen den warmen und kalten Jahreszeiten mildern.

Ob das Klima für ein bestimmtes Gebiet konstant oder mit der Zeit veränderlich ist, kann immer noch als eine offene Frage gelten. Dass in früheren geologischen Zeitaltern die Vertheilung der Klimate von der heutigen verschieden war, dürfte ausser Zweifel sein. Dass in modernen Zeiten Schwankungen der Klimate stattgefunden haben, kann nicht als sicher erwiesen gelten. Allerdings erscheint es nach neuesten Untersuchungen dieser Art nicht unwahrscheinlich, dass Klima-Schwankungen für die ganze Erde existiren, deren Periode mehrere Jahrzehnte

betragen dürfte. Hier eröffnet sich, wie bei manchen anderen Problemen der atmosphärischen Luft, ein neues und interessantes Arbeitsfeld, auf welchem der Meteorologe im Verein mit dem Astronomen und Geologen erfolgreich arbeiten kann.

Wetterprognose.

Der practischen Witterungskunde fällt die Aufgabe zu, das Wetter vorherzusagen. Würden in der Atmosphärologie die Gesetze für sämtliche Bewegungen und alle Zustandsänderungen der Luft genau bekannt sein, so könnte man, von dem Zustand der Atmosphäre für einen bestimmten Augenblick ausgehend, den Zustand derselben für jede andere Zeit berechnen, wie dies in der Astronomie z. B. bei den Bewegungen der Himmelskörper geschieht. Aber die meteorologische Wissenschaft ist von diesem universellen Ziele noch weit entfernt; sie begnügt sich vorläufig damit, wesentlich auf empirischem Wege Wetterprognosen für verhältnissmässig kurze Zeiträume, meist nur für die nächsten 24 Stunden, aufzustellen. *)

Die Grundlage für die gesammte Wettervorhersage bilden die isobarischen Karten, welche für eine grosse Anzahl von Orten die Vertheilung des Luftdrucks angeben. Aus denselben lässt sich mit Hülfe der in der dynamischen Atmosphärologie erörterten barischen Windgesetze die Richtung und Stärke der herrschenden Winde ersehen. Ferner weiss man aus Erfahrung, dass in der Nähe barometrischer Maxima oder der Anticyklonen im Allgemeinen eine heitere, gleichmässige Witterung herrscht, während barometrische Depressionen oder die Cyklonen eine starke Veränderlichkeit des Wetters hervorbringen. Diese Cyklonen haben, wie alle atmosphärischen Wirbelbewegungen, das Bestreben, ihren Ort zu ändern und in bestimmten Bahnen daher zu ziehen. Man nennt solche Bahnen die Zugstrassen der Minima und hat ihre Lage, soweit dieselbe nicht unregelmässig sich ändert, durch zahlreiche Beobachtungen auf den grösseren Continenten festgestellt. Bei der Bedeutung dieser Depressionen für die Gestaltung des Wetters ist es wichtig, ihr Erscheinen und den Zug ihrer ziemlich raschen Vorwärtsbewegung rechtzeitig einer grösseren Anzahl von Orten mitzutheilen. Dies konnte erst vor

*) Die in Kalendern und anderwärts gegebenen Wetterprophezeiungen für grosse Zeiträume entbehren jeder wissenschaftlichen Grundlage.

etwa vierzig Jahren nach der Einführung und Vervollkommnung der electrischen Telegraphie gelingen. Im Jahre 1858 erschien in den Vereinigten Staaten von Nord-Amerika auf Anregung und unter Mitwirkung des Smithsonian Instituts die erste tägliche Wetterkarte. Dieselbe vereinigte die telegraphisch mitgetheilten meteorologischen Elemente von 32 über die Vereinigten Staaten vertheilten Stationen in einer sogenannten synoptischen Karte. Aus solchen kleinen, aber erfolgreichen Anfängen entstand bald ein von der Bundesregierung errichteter Signaldienst (U. S. Signal Service), welcher den gewaltigen amerikanischen Continent mit einem grossartigen Netze telegraphischer Wetterstationen umspannte. Durch diesen in practischer Weise organisirten Wetterdienst wurde nicht nur die Zuverlässigkeit der Wetterprognose, sondern auch die atmosphärologische Wissenschaft im Allgemeinen auf das Erfolgreichste gefördert. Dem Beispiele Amerika's folgten mit der Zeit fast alle Culturstaaten der Erde; heut zu Tage sind der telegraphische Wetterdienst und die damit zusammenhängenden Wetterprognosen bereits zu unentbehrlichen Factoren im Leben der Völker geworden.

Eine grosse meteorologische Centralstation, wie z. B. die Deutsche Seewarte in Hamburg, erhält jeden Vormittag meteorologische Telegramme von einer grossen Anzahl Stationen, die sich im Westen bis zur irischen Küste am Atlantischen Ozean, nach Osten bis in's Innere Russlands, nach Norden bis zur Zone des Polarkreises und nach Süden bis zum südlichen Italien erstrecken. Diese Telegramme enthalten für den vorangehenden Abend und den laufenden Morgen die Angaben des Luftdrucks, der Temperatur, der Wind-Richtung und -Stärke, der Feuchtigkeit, Bewölkung sowie sonstige meteorologische Aufzeichnungen, z. B. Gewitter, Nebel, Nordlicht u. s. w. Die betreffenden Angaben werden in synoptische Wetterkarten eingetragen; auf Grund derselben werden sowohl die Witterungsübersichten ausgearbeitet als auch die Aussichten für das Wetter des folgenden Tages zusammengestellt. Das gesammte Material wird dann an die lokalen Wetterwarten telegraphisch weiter befördert; letztere stellen danach, mit Benutzung der Beobachtungen am Orte selbst, die Wetterprognosen für das betreffende Gebiet und für den nächsten Tag gültig aus. Diese Prognosen werden zugleich mit der allgemeinen Wetterkarte für den laufenden Morgen in den Abendzeitungen veröffentlicht.

Die practische Meteorologie hat, obwohl sie wegen der Complication in den Vorgängen der atmosphärischen Luft noch zahlreiche ungelöste Probleme bietet, immerhin bedeutende Fortschritte in den letzten Jahrzehnten gemacht. Ist es doch gelungen, die Wetterprognosen für den nächsten Tag so zu geben, dass im Durchschnitt Zweidrittel derselben als zutreffend gelten können!

Für Europa bildet der Atlantische Ozean sozusagen die Wiege der Witterung, da die barometrischen Depressionen fast stets von Westen heran kommen. Es wird deshalb von Wichtigkeit sein, auch in grösserer Entfernung westlich von der Küste einige meteorologische „Vorposten“-Stationen zu errichten und sie mit der Centralstation telegraphisch zu verbinden. Die bereits mehrfach vorgeschlagenen Azorischen Inseln würden sich hierzu besonders eignen. —

Nachdem die Grundzüge der Klimatologie und der practischen Witterungskunde kurz skizzirt worden sind, soll nunmehr auf die Bedeutung der Atmosphärologie für das Wohl der Menschheit eingegangen werden. Haben schon die in den vorangehenden Abschnitten erwähnten Thatfachen den fundamentalen Einfluss erkennen lassen, den die Luft auf alle Lebewesen ausübt, so sollen doch an dieser Stelle die wichtigsten Fragen im Zusammenhange behandelt werden, bei welchen die atmosphärische Luft von besonderer Einwirkung auf das Wohl der Menschheit ist. Zu diesem Zwecke mögen die Beziehungen der Atmosphärologie zur Nautik, Agricultur, Aeronautik und zur Hygiene gesondert betrachtet werden.

Maritime Atmosphärologie.

Die genaue Kenntniss von Wind und Wetter auf den Meeren und in der Nähe der Seeküsten trägt in hervorragendem Maasse zur Erleichterung und Sicherung der Schifffahrt bei. Man begegnet daher schon in früherer Zeit bei den seefahrenden Völkern manchen Versuchen, mit Benutzung der in bestimmten Meeresgegenden herrschenden Winde besondere Segelkurse aufzufinden und die Seerouten abzukürzen. Bereits vor etwa 320 Jahren erschien ein brauchbares Compendium der ozeanischen Nautik von dem Spanier Escalante de Mendoza, welches die Winde und Meeresströmungen beschrieb sowie die nach be-

stimmten Orten führenden Segelrouten angab. In den folgenden Jahrhunderten machte die wissenschaftliche Ausbildung des Seeverkehrs nur langsame Fortschritte; noch zu Anfang dieses Jahrhunderts nahm eine Segelreise von Europa nach Australien volle zweihundert Tage in Anspruch. Einem Marineoffizier der Vereinigten Staaten von Nordamerika, dem rühmlichst bekannten Maury, war es vor etwa 50 Jahren gelungen, die relativ kürzesten Seewege von einem Erdort zum anderen durch Benutzung der vorhandenen Luft- und Meeresströmungen zu bestimmen und somit die maritime Meteorologie zum Range einer Wissenschaft zu erheben. Maury legte seine Grundsätze in einem grösseren Werke über die physische Geographie des Meeres nieder. Es gelang ihm u. a. durch besondere Segelvorschriften, die Reise von Europa nach Australien auf etwa achtzig Tage herabzubringen, indem er die bisherige mittlere Fahrgeschwindigkeit der Schiffe durch Innehaltung bestimmter Segelkurse verdoppelte. Nach Maury nahm sich besonders der deutsche Forscher Neumayer, der Schöpfer und Leiter der deutschen Seewarte, einer weiteren wissenschaftlichen Ausbildung der maritimen Atmosphärologie in bahnbrechender Weise an.

Auf dem Meere kann es naturgemäss keine festen Wetterstationen geben; die Beobachtungen über Zustände und Veränderungen in der Atmosphäre müssen von den Schiffen aus angestellt werden, welche beständig ihren Ort wechseln. Diese mit der zeitlichen Veränderung gleichzeitig stattfindende räumliche Verschiebung compliziert die Behandlung der meteorologischen Probleme zur See. Dafür verhalten sich aber auf der weiten Meeresfläche die meteorologischen Elemente viel gleichmässiger und durchsichtiger als zu Lande, wo sie von zahlreichen lokalen Störungsursachen beeinflusst werden.

Durch internationale Vereinbarungen finden die meteorologischen Beobachtungen auf den Meeren seit einer Reihe von Jahren nach einheitlichen Systemen statt. Die meisten Schiffe der Kriegs- und Handelsmarine betheiligen sich hierbei und liefern das auf Reisen gesammelte Material an bestimmte Centralstellen ab. Auf diese Weise kommen die von den grösseren Nationen fortlaufend herausgegebenen Segelanweisungen zu Stande, welche den Seefahrern die kürzesten Wege über die Ozeane weisen. Allerdings sind diese Vorschriften in erster Linie nur für Segelschiffe von Nutzen, da die Dampfer im All-

gemeinen weniger von Wind und Wetter abhängen. Man muss jedoch bedenken, dass die Zahl der auf den Meeren fahrenden Segelschiffe diejenige der Dampfer erheblich übersteigt und dass ferner gerade in neuerer Zeit zum Transport von Waaren wiederum Segelschiffe grösster Dimensionen ihrer besonderen Geräumigkeit wegen gebaut werden. Die genaue Kenntniss der Eigenschaften und Bewegungen der atmosphärischen Luft bedeutet für die Seeschifffahrt eine wesentliche Abkürzung der Fahrt-dauer, also eine directe Ersparniss an Zeit und Geld.

Aber auch die Sicherheit der Schifffahrt, eines der wichtigsten Factoren menschlicher Kultur, hängt von der genauen Kenntniss der maritimen Atmosphärologie ab. Im Allgemeinen ist ein Sturm auf offenem Meere für ein seetüchtiges Schiff nicht direct gefährlich, wenn es in sachkundiger Weise gesteuert wird. Anders verhält es sich jedoch mit einer bestimmten Klasse von Orkanen, welche in Form von enormen Wirbelstürmen als Hurricane oder Taifuns in der heissen und zum Theil auch noch in der subtropischen Zone der Schifffahrt Unheil bringen. Das Studium der dynamischen Atmosphärologie hat das Wesen dieser gefährlichen Stürme bereits soweit erschlossen, dass man bestimmte Regeln aufstellen konnte, wie ein Schiff beim Herannahen solcher Wirbelstürme sich durch geeignetes Manövriren schützen kann, ja in vielen Fällen sogar dem eigentlichen Sturmfelde zu entgehen vermag. Das Wichtigste ist für den Seefahrer, hier wie beinahe zu jeder Gelegenheit, sein Schiffsbarometer, welches er als „Warner, Rathgeber und Tröster“ zugleich kennen und beachten lernen muss. Ohne an dieser Stelle auf die speciellen Sturmregeln einzugehen, sei nur erwähnt, dass zu ihrer leichteren und sicheren Handhabung zuerst in Nordamerika ein besonderer mechanischer Apparat, die sogenannte „Hornkarte von Piddington“, und später in Oesterreich der „Cyklonograph von Viscowitch“ construirt worden ist. Beide Mechanismen, nach den bei der Bewegung von Luftwirbeln erkannten Prinzipien eingerichtet, haben den Zweck, sobald ein Wirbelsturm herannaht und sich durch jähes Fallen des Barometers anzeigt, dem Seefahrer nach Ablesung des Wetterglases und nach Bestimmung der Windrichtung die vortheilhaftesten Stellungen des Schiffes anzugeben, um der Gewalt des Sturmes ganz oder theilweise zu entgehen.

Sind auf hoher See nur ganz bestimmte, gelegentlich auftretende Wirbelstürme für die Schifffahrt gefährlich, so müssen

in der Nähe der Küsten, wo über und unter dem Wasser Klippen drohen, alle Winde, die sich zu Stürmen oder gar Orkanen steigern, als sehr gefahrbringend erachtet werden. Daher hat sich schon seit längerer Zeit für die Hafenorte und Seeküsten der Kulturstaaten ein besonderer, mit den Wetterprognosen verbundener Dienst von Sturmwarnungen herausgebildet. Die Sturmsignale, welche von der Centralstation besonderen Signalstellen an der Küste mitgetheilt und von diesen durch Signalkörper den aus- und einfahrenden Schiffen erkenntlich gemacht werden, enthalten alle nothwendigen Angaben über Richtung und Stärke der zu erwartenden atmosphärischen Störung. Solche Sturmwarnungen haben sich im Laufe der Jahre und besonders seit der Vermehrung unserer Kenntnisse über die dynamischen Vorgänge in der Atmosphäre ausserordentlich segensreich für die Schifffahrt gestaltet und zahlreiche Verluste an Menschenleben wie Schiffsmaterial erspart.

Agrarische Atmosphärologie.

Die Bedeutung der Atmosphärologie für die Landwirthschaft wurde schon im Alterthum erkannt, wenn auch die systematische Nutzbarmachung derselben für Agriculturzwecke erst in neuerer Zeit erfolgt ist. Im Wesentlichen sind es zwei Zweige der Atmosphärologie, welche bei der Landwirthschaft in Anwendung kommen; einmal die Klimatologie, welche die günstigsten Zonen und Zeiten für das Gedeihen bestimmter Pflanzen und Thiere kennen lehrt, dann die practische Witterungskunde, aus welcher alle den Zwecken der Landwirthschaft dienenden Wetterprognosen entnommen werden.

In klimatologischer Hinsicht sind z. B. die normalen Zeiten der Belaubung und Entlaubung, der Blüthe und Fruchtreife der Pflanzen, ferner das Erscheinen und Verschwinden bestimmter nützlicher wie schädlicher Thierarten in verschiedenen Gebieten von der geographischen Lage und der Höhenzone, also von den durchschnittlichen Zuständen der Atmosphäre abhängig. Auf die Entwicklungsphasen der Pflanzen hat offenbar die Temperatur der Luft den grössten Einfluss. Der agrarischen Klimatologie ist es gelungen, Formeln aufzustellen, durch welche die Summen der an verschiedenen Orten erreichten Wärmemengen, von der Aussaat bis zur Erlangung einer bestimmten Vegetationsphase

gerechnet, mit den Entwicklungsstadien der Pflanzen selbst in Beziehung gebracht werden. Von besonderer Wichtigkeit sind ferner für das Pflanzen- und Thierleben in den gemässigten und kalten Zonen das zu den Klimaten in gesetzmässiger Beziehung stehende Zufrieren und Wiederaufthauen der Gewässer und feuchten Bodenstellen, ferner das erste Eintreten von Schneefällen.

Auch die Kenntniss der in bestimmten Gegenden vorherrschenden Winde und der durch Sonnenstrahlung erreichbaren Luft- und Bodenwärme ist bei der Anlage mancher landwirthschaftlichen Pflanzungen von Wichtigkeit. Kurzum, es giebt kaum eine Frage der klimatischen Atmosphärologie, welche für den rationellen Agronomen nicht von vitalem Interesse ist.

Fast noch grössere Bedeutung hat für den Landmann die agrarische Wetterprognose. Im Allgemeinen steht zwar der Landwirth, wie man sagt „in Gottes Hand“, er kann sich den Witterungserscheinungen gegenüber nur passiv verhalten, er muss sein der Erde anvertrautes Eigenthum dem Walten jener atmosphärischen Erscheinungen überlassen. Aber in bestimmten besonders wichtigen Epochen, zur Zeit der Aussaat und der Fruchtreife, kann er sich vor schwerem Schaden schützen, wenn er von der zu erwartenden Witterung Kenntniss besitzt. Ferner kann der Landwirth sein Eigenthum auch während des Wachstums der Pflanzen zu besonders gefährlichen Zeiten im Frühjahr und Herbst schützen, wenn er über das Eintreten schädlicher Nachtfröste rechtzeitig unterrichtet wird.

Im Allgemeinen muss sich die agrarische Wetterprognose von der generellen unterscheiden, da für die Landwirthschaft nur ganz specielle Witterungstypen von Interesse sind. Vor allen Dingen erlangen hier die Niederschlags- und Gewitterprognosen grosse Bedeutung. Zu gewissen Zeiten ist, wie erwähnt, die Vorausbestimmung des Nachtfrostes von Wichtigkeit, da es häufig gelingt, nicht allzu ausgedehnte Pflanzungen durch künstliche Entwicklung einer Rauchsicht gegen die nächtliche Ausstrahlung der Erdoberfläche zu schützen. In neuerer Zeit ist man der Frage nach der Vorausbestimmung von Nachtfrösten näher getreten und hat ein einfaches Verfahren herausgebildet, um das Eintreten derselben vorher zu erkennen. Hierzu bedarf es nur eines Psychrometers, welches bekanntlich aus einem trockenen und daneben gehängten feuchten Thermometer besteht, ferner eines Schemas, welches für alle Temperaturen die im

Voraus bekannte Thaupunkts-Kurve der Luft angiebt. Liest man zu Beginn einer mit Bezug auf Nachtfrost fraglichen Nacht den Unterschied zwischen den Angaben des trockenen und feuchten Thermometers ab und trägt denselben an der durch den Stand des trockenen Thermometers indizierten Stelle des Schemas ein, so können drei Fälle eintreten. Der beobachtete Punkt kann unterhalb, auf oder oberhalb der schematischen Kurve liegen. Im ersteren Falle ist das Eintreten von Nachtfrost unwahrscheinlich, in den beiden anderen Fällen dagegen kann auf das Erscheinen desselben ziemlich sicher gerechnet werden.

Aeronautische Atmosphärologie.

Der Wunsch der Menschheit, sich in die Luft zu erheben und darin dem Vogel gleich nach Belieben sich zu bewegen, ist uralt und schon frühzeitig beschäftigte man sich mit dem Ausdenken von Flugmaschinen. Abgesehen von wenig glaubhaften Gerüchten, wonach bereits im 14. Jahrhundert ein Luftballon in China und im 16. Jahrhundert in Portugal aufgestiegen sein soll, muss die eigentliche Erfindung des Luftballons den Gebrüdern Mongolfier am Ende des 18. Jahrhunderts zugeschrieben werden. Ohne hier auf nähere Einzelheiten der Luftschiffahrt einzugehen, soll nur hervorgehoben werden, dass dieselbe in neuerer Zeit sowohl wegen ihrer wissenschaftlichen Bedeutung zur Erforschung der Luft in höheren Regionen als auch wegen ihrer militärischen Wichtigkeit zum Recognosciren und Signalisiren, einen immer grösseren Aufschwung nimmt. Das heute noch ungelöste Problem, den in der Luft schwimmenden Ballon zu lenken, wird voraussichtlich mit der Erweiterung unserer Kenntnisse über die Eigenschaften der atmosphärischen Luft und bei fortschreitender Technik stetig gefördert werden.

Abgesehen von den Luftballons und Fallschirmen hat man auch Flugmaschinen construirt, um sich in der Luft fortzubewegen. Schon Leonardo da Vinci hat sich bekanntlich mit diesem Problem beschäftigt. Die meisten derselben sind als ziemlich misslungene Versuche zu betrachten und erst in allerneuester Zeit ist es Lilienthal gelungen, mit besonderen, den Flügeln der grossen Vögel nachgebildeten Apparaten aus beträchtlicher Höhe ungefährdet herabzufliegen, ja sogar durch Luftstrecken bis zu mehreren hundert Metern sich fort zu bewegen

Diese Versuche von Lilienthal, welche beweisen, dass man die Kunst des Fliegens mit geeigneten Apparaten und unter Anwendung besonderer Vorsichtsmaafsregeln erlernen kann, dürfen als ein wichtiger Fortschritt in der practischen Aeronautik gelten.

Von welcher Bedeutung scharfe atmosphärologische Beobachtungen für die Zwecke der Luftschiffahrt sein können, zeigen neueste überaus interessante Untersuchungen, welche von Mr. Langley über eine bisher unbekannte Eigenschaft des Windes angestellt wurden. Ihrer grossen Bedeutung wegen, da sie gewissermafsen die theoretische Erklärung für die erwähnten, fast gleichzeitig ausgeführten Versuche von Lilienthal abgeben, sollen die Untersuchungen von Langley in Kürze besprochen werden.

Das sogenannte Segeln der Vögel, wobei dieselben, ohne Flügelschläge und ohne Bewegungen selbst der Federn auszuführen, schweben, in die Höhe steigen, ja sogar gegen den Wind fortgetragen werden, hat den aufmerksamen Beobachter erkennen lassen, dass der Wind hierbei eine Rolle spielen müsse. Bei der bisher geläufigen Vorstellung von der Natur des Windes als gleichmässig bewegte, nahezu horizontale Strömung der Luft war es unmöglich, dass ein in Luft schwimmender, specifisch schwerer Körper getragen oder gar gehoben würde. Dieses Räthsel klärte sich durch die scharfsinnigen Beobachtungen von Langley auf, indem der Wind nach demselben nicht etwa Luft darstellt, die mit nahezu gleichmässiger Geschwindigkeit bewegt wird, sondern so unregelmässig und veränderlich, nach kleinen Zeitintervallen gemessen, sich bewegt, dass die bisher als Wind definirte Luftbewegung nichts weiter ist als die Summe zahlreicher nach Dauer und Stärke schwankender Einzelbewegungen der Luft. Langley konnte solche Unregelmässigkeiten in der Geschwindigkeit der Winde durch zahlreiche, in Intervallen von wenigen Secunden wiederholte Messungen mit ganz leichten Anemometern, die selbst dem geringsten Winddrucke nachgaben, finden. So zeigten sich z. B. für einen Wind, der nach den gewöhnlichen Messungen eine Geschwindigkeit von etwa 46 km in der Stunde besass, an den speciellen, besonders leicht construirten Anemometern Langley's die folgenden Resultate. Innerhalb zehn Secunden stieg die Geschwindigkeit des Windes auf 66 km an, sank nach weiteren 10 Secunden auf 46, stieg nach 30 Secunden auf 72, fiel dann bis auf 0 und stieg wiederum

an. So ging die Luftbewegung im Laufe von $5\frac{1}{2}$ Minuten durch 18 hohe Maxima und ebensoviele tiefe Minima hindurch, welche in Intervallen von ungefähr 10 Secunden auf einander folgten.

Wenn so starke Pulsationen im Winde auftreten, müssen die unregelmässig bewegten Lufttheilchen nach allen Seiten starke Verdichtungen und Verdünnungen hervorrufen, also ein gewisses Quantum von Arbeit leisten, welches von Langley die „innere Arbeit des Windes“ genannt wird. Durch dieselbe erklärt sich die Möglichkeit, dass ein schwerer lebloser Körper vom Winde in die Höhe gehoben, getragen und sogar gegen die Hauptrichtung der Luftströmung fortbewegt werden kann. Langley führt diese Erklärung durch theoretische Betrachtungen, auf welche hier nicht näher eingegangen werden kann, vollständig durch. Die Untersuchungen Langley's sind nicht allein für das Studium des Segelfluges der Vögel, sondern vor allen Dingen auch für die Probleme der Luftschiffahrt und des künstlichen Luftfluges von bemerkenswerther Tragweite.

Bei dieser Gelegenheit sei auch die Bedeutung hervorgehoben, welche den Bewegungen der atmosphärischen Luft im täglichen Leben bei ihrer Verwendung als treibende Kraft von Maschinen zukommt. Diese Bewegungen können auf natürlichem Wege in Form von Winden oder auf künstliche Weise als pneumatische Kräfte hervorgerufen sein. Beide Kraftäusserungen werden zu Arbeitsleistungen bedeutsamer Art im Dienste der Menschheit verwendet.

Medizinische Atmosphärologie.

Die Zustände und Veränderungen der atmosphärischen Luft üben auf den menschlichen Organismus bis in seine feinsten Theilchen einen höchst bedeutsamen Einfluss aus, da die wichtigsten Lebensfunctionen zu den Eigenschaften der Luft, entweder, wie die Athmung, in unmittelbarer Beziehung stehen oder mittelbar, wie der Stoffwechsel, durch dieselben beeinflusst werden. Betrachten wir zunächst den Einfluss, welchen die verschiedenen meteorologischen Elemente an sich auf den menschlichen Organismus besitzen, um dann von diesen Einzelercheinungen auf die hygienische Gesamtwirkung von Witterung und Klima überzugehen.

Der Luftdruck spielt bei allen mit der Athmung und Bewegung des menschlichen Körpers zusammenhängenden Funk-

tionen eine wichtige Rolle. Die Athmung geht in normaler Weise vor sich, wenn die Dichtigkeit der äusseren Luft ungefähr eine Atmosphäre beträgt. Nimmt der Luftdruck beträchtlich ab, so müssen die Respirationen, um das nothwendige Quantum Luft in die Lungen zu bringen, entsprechend häufiger und tiefer werden. Damit nimmt die Muskelanstrengung zu und das Herz muss stärker arbeiten, während gleichzeitig Blutüberfüllungen des Kopfes wie anderer wichtiger Organe eintreten. Nimmt dagegen der Luftdruck beträchtlich zu, so werden die Athmungszüge seltener und leichter, die Erregbarkeit des Nervensystems wird herabgemindert, es tritt ausgesprochene Neigung zum Schlaf ein.

Ferner ist bekannt, dass Schenkel und Arme des menschlichen Körpers nur durch den Luftdruck in den Becken- und Schulterpfannen gehalten werden, während die Muskeln an den betreffenden Stellen lediglich zur Bewegung nach erfolgter Nervenankegung dienen. Durch besondere Versuche an Leichnamen ist nämlich festgestellt worden, dass selbst nach Los-trennung aller den Schenkelkopf umgebenden Bänder und Sehnen das Bein auch nach Anfügen von Gewichten solange hängen bleibt, bis von oben ein Loch in die Beckenpfanne gebohrt wird und Luft hineindringt.

Beim Besteigen hoher Berge und bei Ballonfahrten in hohe Luftregionen, wo der Luftdruck unter eine halbe Atmosphäre sinkt, machen sich jene eigenthümlichen Erregungs- und Erschlaffungswirkungen geltend, welche unter dem Namen Bergkrankheit zusammengefasst werden. Dieselben äussern sich durch grosse Mattigkeit in Beinen und Armen, durch Schwindel, Ohnmachtsanfälle, Uebelkeit und Blutverlust, besonders aus Mund und Nase. Die Bergkrankheit tritt früher und schärfer ausgeprägt bei Bergsteigern als bei Luftschiffern auf, weil bei ersteren die Muskeln nicht nur die Bewegungen auszuführen haben, sondern wegen des geringeren äusseren Luftdrucks auch noch die Extremitäten in den Gelenkpfannen halten müssen. Man hat deshalb in neuester Zeit beim Besteigen hoher Gipfel die Bergkrankheit mit Erfolg dadurch vermindert, dass man jede Muskelanstrengung vermied und sich in Sänften hinauftragen liess. Nach besonderen von Paul Bert angestellten Versuchen scheint es, als ob die höchste dem menschlichen Organismus gerade noch erträgliche Höhe etwas über 10 000 m sein

dürfte. Dies würde den im Himálaya-Gebirge befindlichen höchsten Berg der Erde noch um mehr als 1000 m übersteigen. In solcher Höhe kann der Luftdruck nur noch ein Drittel desjenigen sein, der an der Meeresfläche herrscht. Bis jetzt ist noch kein menschliches Wesen in solche Höhen emporgedrungen, denn die höchsten Auffahrten mit Luftballons haben 9100 m bisher wohl kaum überschritten.

Die erwähnten eingehenderen Versuche von Paul Bert, die er in Gemeinschaft mit Jourdanet über die Beziehungen der Atmosphäre zum Leben angestellt hat, haben im Wesentlichen zu den folgenden Ergebnissen geführt. Höhen, in denen ein Druck von 700 bis 750 mm stattfindet, sind für Menschen und höher organisirte Thiere am günstigsten, weil die Ausscheidung der Kohlensäure aus dem Blute sich dann leicht vollzieht. Ein längerer Aufenthalt in Höhen mit einem Luftdruck von 600 bis 650 mm wirkt bereits ungünstig, da die Absonderung der Kohlensäure träger wird. In Höhen mit sehr geringem Luftdruck endlich kann der Organismus nicht mehr genügend Sauerstoff aufnehmen, so dass eine Anämie mit den Symptomen von Schwindel, Ohnmacht und Nasenbluten eintritt. Ferner wird der Blutumlauf bei abnehmendem Luftdruck beschleunigt und das mit Kohlensäure überladene Blut ruft eine krankhafte Schläfrigkeit sowie eine Herabsetzung der Körperwärme hervor. Man hat daher in neuester Zeit bei Ballonauffahrten in höhere Luftschichten das künstliche Einathmen von mitgeführtem reinem Sauerstoff mit Erfolg versucht, um durch gelegentliche Zuführung dieses Gases die anämisirenden Wirkungen der dünnen Luft möglichst zu compensiren.

Von der früher verbreiteten Ansicht, dass ein Höhenaufenthalt bei Krankheiten der Lungen nur der dünneren Luft wegen günstig wirkt, ist man in der medizinischen Wissenschaft zurückgekommen; man weiss jetzt, dass es ausserdem besonders die fast vollständige Reinheit der Höhenluft von schädlichen Beimischungen sowie ihre Trockenheit ist, welche sie zum Einathmen für Lungenkranke geeignet macht. Dagegen wird künstlich verdichtete Luft mit grossem Vortheil gegen leichtere Erkrankungen der Lungen, Asthma und chronische Bronchialcatarrhe angewendet. Die in der Natur in grösserer Tiefe unter der Erdoberfläche vorkommende dichtere Luft ist wegen mangelhafter Ventilation und sonstiger schlechter Beimischungen halber nicht

für den kranken Organismus geeignet. Man hat daher besondere pneumatische Apparate hergestellt, in denen die Einathmung der bis zu einem Druck von $1\frac{3}{7}$ Atmosphären verdichteten Luft geschieht. Die pneumatische Behandlung der Respirationskrankheiten ist besonders durch den deutschen Forscher Waldenburg ausgebildet worden, der einen transportablen pneumatischen Apparat construiert hat, welcher je nach Wunsch verdichtete oder verdünnte Luft einzuathmen gestattet.

Die Temperatur der Luft übt gleichfalls einen bedeutamen Einfluss auf den menschlichen Organismus aus, wobei auch die Luftfeuchtigkeit und die Winde eine wichtige Rolle spielen. Im Allgemeinen sind mässig warme Temperaturen dem menschlichen Körper am zuträglichsten, wenn sich auch wegen der ziemlich subjectiven Natur der Wärmeempfindung keine festen Regeln dafür aufstellen lassen, welche Lufttemperaturen für das Wohlbefinden die geeignetsten sind. Hierbei sprechen Rassenzugehörigkeit, Gewohnheiten und auch Bekleidungen des Individuums entscheidend mit. Dennoch kann man mit ziemlicher Sicherheit behaupten, dass sehr hohe und sehr tiefe Temperaturen auf den Organismus schädlich einwirken. Allerdings kommen Feuchtigkeit und Winde als modificirende Factoren in Betracht. Der normale Mensch kann bei trockener Luft sehr hohe Temperaturen ohne Schädigung der Gesundheit aushalten, während bei feuchter Luft schon mässig hohe Temperaturen unerträglich werden können. Ferner ist bei ruhiger Luft intensive Kälte weniger eindringlich und empfindlich, als wenn Winde wehen. Dies hängt mit der Thätigkeit der Haut als Regulator der Körpertemperatur zusammen, auf welche wir ganz kurz eingehen wollen.

Der Lebensprozess aller organischen Wesen ist eng mit der sogenannten „thierischen Wärme“ des Körpers verknüpft, welche durch eigenthümliche chemische Prozesse entsteht, indem nämlich durch den eingeathmeten Sauerstoff der Luft der mit der Nahrung zugeführte Kohlenstoff im Organismus verbrannt wird. Die Körperwärme des normalen Menschen beträgt durchschnittlich $37,0^{\circ}$ C., während sie bei manchen warmblütigen Thieren bis zu $43,5^{\circ}$ C. steigt und bei kaltblütigen bis auf 14° C. fällt. Die Körperwärme des normalen Menschen wird nun im Allgemeinen durch die Temperatur der äusseren Luft nicht geändert, weil die Haut in hervorragender Weise eine wärmeregulirende Thätigkeit entwickelt durch Beschleunigung

oder Herabsetzung der Ausdünstung des Körpers. Sobald bei hoher Lufttemperatur die im Körper hervorgebrachte Wärme sich anhäuft und ihn zu überreizen droht, öffnen sich die Poren der Haut und sondern reichliche Perspiration ab. Wenn der Organismus durch äussere Kälte bedroht wird, schliessen sich die Poren der Haut, sie wird blutarm und hält die Wärme im Körper zurück. Das Resultat ist für den normalen Organismus eine unter den verschiedenen äusseren Bedingungen gleichbleibende Temperatur im Innern des Körpers, falls nicht etwa die Haut-Perspiration durch besondere äussere Umstände gestört wird. Solche Störungen können bei sehr feuchter Luft und starken Winden auftreten, indem im ersteren Fall die Perspiration gehemmt, im zweiten beschleunigt wird, also beide Male eine schädliche Gegenwirkung gegen die wärmeregulirende Kraft der Haut sich geltend macht. Die Maximalwirkungen, durch intensive Kälte oder allzu grosse Hitze hervorgerufen, bestehen im Erfrieren oder im Hitzschlage, auch Sonnenstich genannt.

Von besonders schädlicher Wirkung auf den Organismus können auch die raschen Wechsel der Temperaturen werden, wenn sie ausserdem mit einem gewissen Grade von Bewegung der Luft (Zugluft) verbunden sind. Durch solche Ursachen wird das grosse Heer der Erkältungskrankheiten hervorgerufen, deren schädliche Wirkungen sich in rheumatischen und catarrhalischen Affectionen des Körpers äussern.

Auch die Electricität der Luft übt, wenn sie sich wie bei den Gewittern über die normale Intensität häuft, einen Einfluss auf den menschlichen Organismus aus. Abgesehen von den lebensgefährlichen Entladungen der atmosphärischen Electricität in Form von Blitzen, erregen die in der Luft angehäuften Electricitätsmengen eigenthümliche Spannungswirkungen im Nervensystem, die wahrscheinlich auf Inductionsursachen zurückzuführen sind. Die Erforschung des Wesens der atmosphärischen Electricität hat, wie früher erwähnt, den Menschen gelehrt, innerhalb der Häuser durch Aufstellung von Blitzableitern sich zu schützen. Im Freien hat die Erfahrung gezeigt, dass die Nähe höherer Gegenstände zu meiden ist und dass bei geringer Entfernung der Gewitterwolke die horizontale Lage des Körpers auf dem Erdboden am sichersten schützt. Jene eigenthümlichen physiologischen Einwirkungen jedoch, welche die gesteigerte Luft-electricität auf das Nervensystem ausübt, können bei besonders

reizbaren Individuen einen störenden und gesundheitsschädlichen Character annehmen.

Von der grössten hygienischen Bedeutung ist endlich die Zusammensetzung der Luft, nicht sowohl mit Bezug auf das Gemenge der verschiedenen in der Atmosphäre auftretenden Gase, als besonders hinsichtlich der Beimischung von Staubtheilchen. In der Einleitung wurden die Bestandtheile der Luft eingehender erörtert. Dieselben sind im Wesentlichen: Stickstoff, Sauerstoff, Kohlensäure, Ammoniak, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff, Ozon, Staubtheilchen und Wasserdampf.

Die Lehre von der Ventilation zeigt, dass die zur Athmung nothwendigen Gase Sauerstoff und Stickstoff, welche im Verhältniss von 21 zu 79 % reine atmosphärische Luft unter ganz normalen Bedingungen darstellen würden, nicht unter eine bestimmte Quantität sinken dürfen. Ferner zeigt dieselbe Lehre von der Ventilation, dass von den übrigen Bestandtheilen der Luft insbesondere Kohlensäure, Ammoniak, Schwefelwasserstoff und Staub nicht über ein gewisses Minimum anwachsen dürfen, ohne dem Leben des menschlichen Organismus zu schaden.

Die Lehre von den Infectiouskrankheiten, welche in neuerer Zeit eine so grosse Bedeutung erlangt hat, ist untrennbar mit dem Vorkommen von Staubtheilchen in der Luft verknüpft. Diese als Staub bezeichneten kleinsten Beimischungen der Luft können sowohl macroscopische als microscopische Gebilde sein; im ersteren Falle sind es wirkliche Staubkörner, im zweiten aber jene kleinsten organischen Keime, Bacillen genannt. Die Staubkörner, durch welche die sogenannten Gewerbekrankheiten verursacht werden, können gleichzeitig als die Träger der Bacillen gelten, welche ihrerseits für die Erreger der Infectiouskrankheiten gehalten werden. Das Leben dieser dem unbewaffneten Auge unsichtbaren Feinde des menschlichen Organismus ist, wenigstens für die in der Luft lebenden sogenannten „aeroben“ Bacillen mit den Zuständen der atmosphärischen Luft eng verknüpft. Die Bacillen gedeihen am besten bei reichlicher Staubvermischung der Luft, bei mässiger Wärme und ziemlicher Trockenheit; durch intensive Kälte, starke Sonnenstrahlung und durch grosse Feuchtigkeit werden sie vernichtet.

Wenn schon die einzelnen meteorologischen Elemente und die Bestandtheile der Luft einen beträchtlichen Einfluss auf den menschlichen Organismus ausüben, so muss dies in noch höherem Maasse der Fall sein beim Wetter und beim Klima.

Dass der Mensch vom Wetter, jener wechselnden Gesamterscheinung der Luftzustände, beeinflusst wird, ist so allgemein bekannt, dass es kaum einer besonderen Erwähnung bedürfte, wenn nicht ein Moment hinzukäme, welches hier noch nicht berücksichtigt worden ist. Nämlich die seelische Einwirkung des Wetters oder der Einfluss, welchen dasselbe auf den Geist und das Gemüth des Menschen ausübt. Jeder, selbst der normale Mensch, kann sich diesem Zauberbanne nicht entziehen, und viele Individuen sind in ihren Stimmungen geradezu vom Wetter abhängig. Im Allgemeinen wirkt heiteres, sonniges Wetter wohlthuend, trübe und rauhe Witterung dagegen depressirend auf das Gemüth. Durch solche meteorologisch-medizinischen Thatsachen erklären sich die unterscheidenden Eigenschaften von Körper und Geist bei den einzelnen Nationen, je nach dem Klima, in dem sie leben. Denn das Klima ist ja weiter nichts als der durchschnittliche Zustand der Witterung und seine Wirkung auf den menschlichen Organismus muss den summirten Einzelwirkungen des Wetters gleichkommen.

Die verschiedene physische und geistige Veranlagung der Rassen in ihrer Abhängigkeit von den klimatischen Zonen, welche sie bewohnen, ist ebenfalls eine allgemein bekannte Thatsache. Wenn man es nicht schon aus der medizinischen Atmosphärologie wüsste, dass die gemässigten Zustände der Luft den günstigsten Einfluss auf den Menschen ausüben, könnte man es aus der weltgeschichtlichen Thatsache ersehen, dass die Fortschritte der Kultur und Civilisation weitaus zum grössten Theile von den Völkern der gemässigten Zone unserer Erde errungen worden sind.

Hiermit sind wir zu den wichtigen Gebieten der medizinischen Klimatologie und der geographischen Pathologie gelangt, deren Anfänge schon in das graue Alterthum zurückreichen, deren wissenschaftliche Durchbildung jedoch erst in neuerer Zeit, besonders durch die Arbeiten des deutschen Forschers August Hirsch, gelungen ist. Zahlreiche Krankheitsformen sind vom Ort und vom Klima abhängig. Es giebt menschliche Leiden, wie Malaria und perniciöses Fieber,

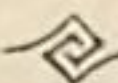
welche überwiegend in heissen Zonen auftreten und in den übrigen Klimaten seltener vorkommen, während andere Erkrankungen, wie Scorbut, fast ausschliesslich den kalten Zonen eigenthümlich sind. Auch das Vordringen und die Verbreitung der sogenannten grossen Völkerseuchen, wie Cholera- und Pockenepidemien werden wenigstens zum Theil mit durch klimatische Factoren bestimmt.

Umgekehrt giebt es Orte, deren Klima einen heilsamen Einfluss auf den menschlichen Organismus ausübt. Diese sanitären Wirkungen des Klimas bestehen entweder in der Stärkung des durch schädliche atmosphärische Einflüsse und durch überstandene Erkrankungen geschwächten Körpers oder auch in directer Heilung noch bestehender krankhafter Affectionen des Körpers. Das Klima solcher Orte muss gewisse Eigenthümlichkeiten aufweisen, die auf den Organismus günstig oder heilend wirken. Bei der Verschiedenheit der klimatischen Factoren lassen sich folgende Hauptgruppen von klimatischen Curorten unterscheiden. Erstens solche mit warmem und feuchtem Klima, wie Madeira und manche Inseln im Stillen Ozean, die für Reconvallescenten von schweren Krankheiten und für Patienten mit gewissen Affectionen der Athmungswerkzeuge geeignet sind. Zweitens klimatische Curorte mit warmem und trockenem Klima, wie z. B. in Aegypten, die als Wintercurorte in bestimmten Stadien der Lungen- und Kehlkopfschwindsucht dienen. Drittens klimatische Curorte mit dünner, reiner und ziemlich trockener Luft, wie die Höhencurorte, welche besonders bei Erkrankungen des Nervensystems indizirt sind. Viertens endlich klimatische Curorte mit feuchter mässig warmer Luft, wie die Seebäder der gemässigten Zone, deren Einwirkungen vorzugsweise auf die Belebung des Stoffwechsels sich concentriren. In neuester Zeit ist auch auf die sanitäre Bedeutung gewisser Orte der Polarzone, wie z. B. Spitzbergen, hingewiesen worden, wo die besonders reine Atmosphäre frei ist von Bakterien und sonstigen Krankheitsträgern und deshalb für den menschlichen Organismus geeignet zu sein scheint.

Bei dem Umfange, welchen heutzutage das Reisen über weite Gebiete des Erdballes angenommen hat und bei der Neigung besonders der europäischen Nationen zu überseeischen Unternehmungen sowie Ansiedlungen in der heissen Zone, verdient noch ein mit der Atmosphärologie eng verknüpfter Factor

der medizinischen Klimatologie besprochen zu werden, nämlich die *Acclimatisation*. Man versteht darunter die mehr oder weniger vollständige Anpassung des Eingewanderten an die Eigenart des neuen Klimas, welches sich vom heimischen beträchtlich unterscheidet. Hierbei muss zwischen der meteorologischen und der pathologischen *Acclimatisation* unterschieden werden. Die erstere besteht darin, dass der Eingewanderte sich an die Zustände des neuen Klimas mit Rücksicht auf Temperatur, Feuchtigkeit u. s. w. gewöhnen lernt. Dies ist im Allgemeinen jedem gesunden Körper möglich, wobei jedoch die Rassenzugehörigkeit, also die aus dem heimischen Klima resultirende *Accomodationsfähigkeit* eine wichtige Rolle spielt. Die pathologische Anpassung besteht darin, dass der Eingewanderte mit der Zeit eine gewisse Immunität gegen die im neuen Klima endemischen Seuchen sich erwirbt. In dieser Beziehung führen die bisherigen Erfahrungen zu wesentlich anderen Ergebnissen als bei der meteorologischen *Acclimatisation*. Es hat sich nämlich, z. B. mit Rücksicht auf die in der heissen Zone einheimischen Tropenkrankheiten, gezeigt, dass ein Einwanderer aus der gemässigten Zone trotz vollständiger meteorologischer *Acclimatisation* sich in pathologischer Beziehung durchaus nicht zu *acclimatisiren* vermag. Vielmehr scheint die Widerstandsfähigkeit des menschlichen Organismus nach jedem durch Fieberkrankheiten erfolgten Angriffe abzunehmen. Die traurigen Erfahrungen, welche fast alle kühnen Erforscher des „dunklen Erdtheils“ gemacht haben, indem sie für verdienstvolle Entdeckungen sämmtlich ihre Gesundheit, meistens sogar ihr Leben opfern mussten, sprechen in beredter Weise und ermahnen dazu, Colonialbesitz nur in klimatisch gesunden Theilen der heissen Zone zu suchen, deren es in genügender Anzahl giebt.

Wir sind nunmehr am Schlusse der Erörterungen über das Wesen und die Eigenschaften der atmosphärischen Luft angelangt. Wir haben versucht, die Lehre von der Atmosphäre sowohl an sich als auch in ihren Beziehungen zu fast allen Gebieten der Naturwissenschaften darzustellen und bei dieser Gelegenheit zu zeigen, wie eng auch das Wohl der Menschheit mit den Fortschritten der Atmosphärologie verknüpft ist. Es liegt hier wiederum eines jener erhabenen und erhebenden Beispiele vor, wie Naturwissenschaft und Humanität Hand in Hand gehen, wie die Fortschritte der einen auch den Fortschritt der anderen bedeuten. Stetig und unaufhaltsam schreitet die Wissenschaft vorwärts. Möge auch die Lehre von der atmosphärischen Luft, in welcher viel schon geschehen ist, unendlich viel aber noch zu thun übrig bleibt, sich immer mehr erweitern und vertiefen. Gleichen doch die bisher in der Atmosphärologie errungenen Kenntnisse nur „bunten Steinchen und glänzenden Muscheln, welche am Ufer des Meeres aufgefunden sind, indess der Ozean der Wahrheit noch unerforscht in unendlicher Weite sich ausdehnt“.



Inhalts-Angabe.

	Seite
Vorwort	3
Einleitung	5—12
Definition	5
Höhe der atm. Luft	5
Zusammensetzung der atm. Luft	8
Bedeutung der atm. Luft	10
Erstes Kapitel: Statische Atmosphärologie	13—37
Luftdruck	13
Temperatur der atm. Luft	17
Feuchtigkeit der atm. Luft	20
Optische Eigenschaften der atm. Luft	25
Electrische und akustische Eigenschaften der atm. Luft	31
Zweites Kapitel: Dynamische Atmosphärologie	38—54
Schwankungen des Luftdruckes	38
Schwankungen der Lufttemperatur	42
Schwankungen der Feuchtigkeit der Luft, der Bewölkung, der Niederschläge, der Gewitter und der Luftpolarität	46
Die Bewegung der atm. Luft; Winde und Windgesetze	48
Drittes Kapitel: Angewandte Atmosphärologie	55—75
Klima und Wetter	55
Klimatologie	55
Wetterprognose	58
Maritime Atmosphärologie	60
Agrarische Atmosphärologie	63
Aeronautische Atmosphärologie	65
Medizinische Atmosphärologie	67
Schlusswort	76

Ch. Menge

Concord 3.1 elect

stated in book

1870-71

Ch. Menge 1870-71

W. H. H. 1870-71

Ch. Menge 1870-71

Ch. Menge 1870-71

Ch. Menge 1870-71

Von demselben Verfasser erschienen:

Die physische Beschaffenheit der Cometen.

75 Seiten in 4°. Berlin 1884.

Preis 4 Mark.

Ableitung der Rectascensionen der Sterne des Fundamental-Cataloges der Astrono- mischen Gesellschaft

aus den Beobachtungen von Romberg 1869—1873.

(Heft 4 der Beobachtungsergebnisse der Königl. Sternwarte.)

84 Seiten in 4°. Berlin 1888.

Preis 4 Mark.

Die Hawaiischen Inseln.

(Lage und Beschaffenheit. Einzelbeschreibung. Die vulkanische Thätigkeit auf der Insel Hawaii. Das Klima der hawaiischen Inseln. Die hawaiische Landesvermessung. Die wissenschaftlichen Expeditionen nach den hawaiischen Inseln. Die Bewohner der hawaiischen Inseln, ihre Sitten, Gebräuche und Sprache; die Eingewanderten. Flora und Fauna der hawaiischen Inseln. Kurzer Abriss der Geschichte des hawaiischen Volkes. Statistisches. Literatur-Uebersicht.)

Ein Band von IV und 186 Seiten in gross 8°. Mit Titelbild in Farbendruck (der feurige Lavasee im Krater Kilauea), 33 phototypogr. Tafeln (Landschaftsbilder und Volkstypen), 2 Karten, 6 Abbildungen und 2 Kraterprofilen im Text.

Berlin, Verlag von R. Friedländer & Sohn. 1894.

Preis 9 Mark, in Leinenband 10 Mark.



Marcuse, Adolf

Die atmosphärische Luft eine allgemeine Darst. ihres Wesens, ihrer
Eigenschaften u. ihrer Bedeutung

Berlin 1896

Phys.sp. 441 p

urn:nbn:de:bvb:12-bsb11822320-8